



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO  
FACULDADE DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**Juliana Rezende de Oliveira**

**Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no  
Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico**

*Orientadora*

**Maria Zélia Aguiar de Sousa**

CUIABÁ

2016



## **UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO**

### **REITORIA**

*Reitora*

**Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Lucia Cavalli Neder Vice-Reitor**

*Vice-Reitor*

**Prof. Dr. João Carlos de Souza Maia**

### **PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO**

*Pró-Reitora*

**Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Leny Caselli Anzai**

### **FACULDADE DE GEOCIÊNCIAS – FAGEO**

*Diretor*

**Prof. Dr. Paulo César Corrêa da Costa**

*Diretor adjunto*

**Prof. Dr. Carlos Humberto da Silva**

### **PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

*Coordenador*

**Prof. Dr. Ronaldo Pierosan**

*Vice-Coordenadora*

**Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Jayme Alfredo Leite**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº

**Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no  
Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico**

**Juliana Rezende de Olivera**

*Orientadora*

**Maria Zélia Aguiar de Sousa**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso como requisito para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

CUIABÁ

2016

#### FICHA CATALOGRÁFICA

Oliveira, Juliana Rezende de.

Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano:  
Petrogênese e Significado Tectônico.

/ Juliana Rezende de Oliveira. – 2016.

xvii, f. : il. color.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria Zélia Aguiar de Sousa.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Mato Grosso,  
Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Pós-Graduação em  
Geociências, 2016.

Bibliografia: p. 36-40.

Inclui anexos.

1. Granulito Uyarani. 2. Embasamento pré-Andino. 3. Metamorfismo de  
alto grau. 4. Orogenia Grenvilliana-Sunsás. I. Título

CDU – 553.612

Ficha elaborada por: Rosângela Aparecida Vicente Söhn – CRB-1/931

PERMITIDA A REPRODUÇÃO PARCIAL OU TOTAL, DESDE QUE CITADA A FONTE.

# **Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico**

---

Dissertação de mestrado aprovada em dia 01 de Março de 2016.

## **BANCA EXAMINADORA**

---

Orientador (UFMT)  
Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz

---

Examinador Interno (UFMT)  
Prof. Dr. João Batista de Matos

---

Examinador Externo (UnB)  
Prof. Dr. Márcio MartinsPimentel

## **Dedicatória**

---

Dedico esta dissertação de mestrado à minha família que sempre me apoiou e me deu forças para continuar. Mãe e pai em primeiro lugar, meus avós, tios (as), primos e aos agregados.

A minha família é minha base e a ela dedico todo meu amor e meu sucesso.

## Agradecimento

---

Agradeço a Deus pela minha vida, pelas minhas possibilidades e oportunidades, por ter me abençoado grandemente em meu caminho colocando uma família tão especial e amigos tão queridos em minha jornada.

A minha família pelo amor incondicional, carinho e respeito que tem por mim. Um obrigado muito especial a minha mãe (Rose), minha parceira e melhor amiga, a mulher que eu mais admiro na vida e que está comigo em todos os momentos. Ao meu pai (Regi) que tem um orgulho gigantesco por mim e enche os olhos de lágrimas pra falar o quanto me ama e me admira, este amigo e companheiro, meu pai, meu *brother*.

Agradeço aos meus amigos, pessoas que venho conhecendo desde pequena até hoje, que são especiais na minha vida pelo carinho e parceria no dia-a-dia. Um especial agradecimento a Ingrid e Thassiane que além de grandes amigas são duas companheiras de trabalho que inclusive participaram do meu trabalho de campo na Bolívia, me ajudando muito na realização desse mestrado.

Agradeço à minha orientadora Maria Zélia Aguiar de Sousa, que me incentivou, me auxiliou, me deu puxões de orelha, mostrou os caminhos corretos e foi tão dedicada com o meu trabalho. Tenho um carinho muito especial por ela e muita admiração e respeito, poisde além de ser uma excelente profissional, professora e orientadora é uma amiga tão querida comigo sempre!

Agradeço ao professor Amarildo Salina Ruiz, que do segundo ao quinto ano da graduação foi meu tutor do PET-Geologia, foi meu orientador no TCC e agora me orienta no trabalho de mestrado. Estamos trabalhando juntos por seis anos e hoje só tenho a agradecer profundamente e dizer que ainda temos muito a trabalhar, já que será meu co-orientador do doutorado. Amarildo tão generoso por passar seu conhecimento e fazer questão que eu aprendesse tudo e conseguisse enxergar o que ele mostrava, além de grande geólogo e mestre, um bom amigo, de piadas engraçadas e conselhos valiosos.

Agradeço a CAPES pela concessão da bolsa, ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé pelo apoio no tratamento das amostras para a realização das análises litoquímicas e geocronológicas, ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelo auxílio financeiro no decorrer do trabalho de mestrado, e a Universidad Mayor de San Andrés pelo acesso ao local de estudo.

## Sumário

---

|                                                      |      |
|------------------------------------------------------|------|
| Dedicatória .....                                    | vi   |
| Agradecimento.....                                   | vii  |
| Sumário .....                                        | viii |
| Resumo.....                                          | x    |
| Abstract .....                                       | xi   |
| CAPÍTULO I .....                                     | 1    |
| INTRODUÇÃO .....                                     | 1    |
| I. 1. Introdução ao tema .....                       | 1    |
| I.1.1 Problemática e Relevância .....                | 1    |
| I.1.2. Objetivos .....                               | 1    |
| CAPÍTULO II .....                                    | 3    |
| REFERENCIAL TEÓRICO.....                             | 3    |
| II. 1. Contexto geológico regional .....             | 3    |
| II.1.1. Configuração do embasamento pré-andino ..... | 3    |
| II.1.2.Andes central - Arequipa e Antofalla .....    | 8    |
| II.1.3. Cerro Uyarani .....                          | 10   |
| CAPÍTULO III .....                                   | 13   |
| MATERIAIS E MÉTODOS .....                            | 13   |
| III.1. Materiais e métodos de pesquisa .....         | 13   |
| III.1.1.Área de estudo .....                         | 13   |
| III.1.2 Métodos utilizados .....                     | 14   |
| CAPÍTULO IV .....                                    | 19   |
| RESULTADOS E DISCUSSÃO .....                         | 19   |
| IV.1. Resultados.....                                | 19   |
| IV.1.1. Geologia e petrografia .....                 | 19   |
| CAPÍTULO V .....                                     | 31   |
| CONCLUSÃO .....                                      | 31   |
| V. 1. Discussões e conclusões.....                   | 31   |
| Referências.....                                     | 34   |
| ANEXO 1 Artigo submetido .....                       | 39   |
| ANEXO 2 Carta de aceite .....                        | 67   |

|                                                           |    |
|-----------------------------------------------------------|----|
| ANEXO 3 Mapa de afloramentos .....                        | 68 |
| ANEXO 4 Mapa dos pontos de amostragem da geoquímica ..... | 69 |

## Resumo

---

O embasamento pré-andino é formado por terrenos paleoproterozoicos como o Terreno Arequipa-Antofalla e dentre suas unidades destaca-se o Granulito Uyarani, parcialmente recoberto por sedimentos quaternários e por um Ignimbrito pliocênico.

O Granulito Uyarani é caracterizado neste trabalho como Granulito félsico que apresenta enclaves máficos de granulito máfico. O Granulito félsico recebe o nome debiotita-hiperstênio granulito para a banda félsica e de hiperstênio±hornblenda granulito para a banda máfica e o granulito máfico recebe o nome de hornblenda-hiperstênio granulito.

A análise estrutural demonstra seu caráter polideformado, com três fases de deformação F1, F2 e F3 e tectônica rúptil marcada por fraturas e falhas na F3. A fase F1 é ligada ao metamorfismo M1 que alcançou condições de fácies granulito para o Granulito Uyarani, já na fase F2 ocorre o M2, responsável por um retrometamorfismo para fácies xisto verde.

A litoquímica mostra que os granulitos foram gerados por mistura de magma, o protólito do Granulito félsico apresenta magmatismo cálcio-alcalino, metaluminoso a peraluminoso e magnesiano, já os enclaves de granulito máfico revelam um magmatismo cálcio-alcalino.

A análise geocronológica revelou uma idade de cristalização de  $1736 \pm 5.1$  Ma U-Pb em zircão para os granulitos félsicos enquanto a idade de metamorfismo já existente de  $1157 \pm 60$  Ma (Wörner *et al.*, 2000) indica a atuação de um episódio termal regional, associado à evolução da Orogenia Grenvilliana-Sunsás, também nas rochas granulíticas estudadas, sugerindo sua conexão com as faixas móveis da Província Geocronológica Sunsás do SW do Cráton Amazônico.

## Abstract

---

The pre-Andean basement consists of thirteen major paleoproterozoic terranes as well as the Arequipa-Antofalla Terrane, and among its outcrops occurs the Uyarani Granulite partially covered by Quaternary sediments, and a Pliocene ignimbrite.

The Uyarani Granulite is characterized in this paper as a granulite felsic who presenting mafic enclaves of Mafic Granulite. The felsic granulite is called granulite biotite-hypersthene to felsic band and hypersthene± hornblende granulite to mafic band and the Mafic Granulite is called hornblende-hypersthene granulite.

The structural analysis reveals the polydeformed character of these rocks which have undergone three phases of deformation F1, F2 and F3 and a brittle event marked by F3 fractures and faults. The F1 stage is related to the M1 granulite facies metamorphism acting on the Uyarani Granulite, while the F2 phase is marked by M2, a greenschist facies retro-metamorphism.

Lithochemistry reveals that the granulites are originated by mixing magma, the protolith of felsic granulite has a calc-alkaline signature, varying from metaluminous to peraluminous, magnesian, however the Mafic Granulite enclaves reveal calc-alkaline magmas.

Geochronological analysis yielded a crystallization age of  $1736 \pm 5.1$  Ma U-Pb in zircon for the felsic granulites while a metamorphic age of  $1157 \pm 60$  Ma (Wörner *et al.*, 2000) indicate the involvement in a regional thermal episode associated with the evolution of the Grenvillian-Sunsás Orogeny also in the studied granulites rocks, suggesting though its relationship with mobile belts of the geochronological Sunsás Province in the SW Amazon Craton.

## CAPÍTULO I INTRODUÇÃO

---

### I. 1. Introdução ao tema

#### I.1.1 Problemática e Relevância

Este projeto de mestrado tem como alvo de estudo o Cerro Uyarani, uma montanha localizada no departamento de Oruro, província Sajama, no município de Turco, Bolívia. Esta região situa-se na porção oeste do Altiplano da Bolívia e faz parte da cadeia de montanhas dos Andes. Dista, aproximadamente, 45 km do Vulcão Sajama, 175 km do Salar de Uyuni e 290 km de Cochabamba, de onde se alcança por estradas vicinais até a área de estudo.

O Cerro Uyarani está exposto no extremo norte do terreno Antofalla, compondo assim a região denominada Andes Central, do embasamento pré-andino. É descrito e datado por Wörner *et al.* (2000), se trata de uma serra que mede aproximadamente 32Km<sup>2</sup> e apresenta rochas de origem ígnea, deformadas e metamorfizadas. São granulitosmáficos e fêlsicos foliados e na porção noroeste é recoberto discordantemente por um ignimbrito, estas rochas estão cobertas por sedimentos quaternários inconsolidados. A cristalização ígnea do protólito foi datada em 2020±130 Ma e o evento metamórfico em 1157±60 Ma, através de método U-Pb em zircão.

Faz-se relevante o estudo a cerca desta janela estrutural pré-cambriana exposta em meio à cadeia de montanhas andina no altiplano boliviano, já que são poucos os autores que fizeram estudos desta exposição, Troeng *et al.* (1994) e Wörner *et al.* (2000), havendo assim a possibilidade de contribuir com a geologia desta região.

#### I.1.2. Objetivos

O principal objetivo desta pesquisa é contribuir com o entendimento da evolução geológica e tectônica do embasamento pré-andino e encontrar possíveis correlações entre os terrenos Arequipa e Antofalla e o Cráton Amazônico.

Buscando alcançar os objetivos principais desta pesquisa realizamos a caracterização geológica do Cerro Uyarani, através da definição do empilhamento estratigráfico, caracterização dos litotipos, definição da real idade de cristalização do protólito, da história deformacional e metamórfica e das possíveis áreas fonte do Granulito Uyarani, além de correlacionar cronologicamente o Granulito Uyarani com unidades que ocorrem no Cráton Amazônico.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

## CAPÍTULO II

### REFERENCIAL TEÓRICO

---

#### II. 1. Contexto geológico regional

##### II.1.1. Configuração do embasamento pré-andino

Uma das primeiras reconstruções do Supercontinente Rodínia foi elaborada por Hoffman (1991) que através da paleogeografia sugeriu que a Baltica e o Cráton Amazônico eram margens conjugadas a margem leste de Laurentia, fazendo parte do supercontinente Rodínia.

Encontram-se em meio à cadeia de montanhas andina remanescentes de crosta metamórfica com idades paleoproterozóicas de geração e idades metamórficas Grenvillianas/Sunsás que registram as interações continentais entre os terrenos que fazem parte do embasamento pré-andino e o Cráton Amazônico (Hoffman, 1991; Wasteneys *et al.*, 1995; Kay *et al.*, 1996; Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Loewy *et al.*, 2004; Cordani *et al.*, 2005).

Ramos (2010a) propõe uma revisão a respeito da conexão Laurentia-Gondwana considerando o conhecimento atual das idades e composição dos terrenos que formam o embasamento pré-andino.

Os Terrenos alóctones e para-autóctones do embasamento pré-andino registram uma complexa história de aglutinação, separação e reacresção até formarem a configuração atual da costa ocidental Sul-Americana (Monger *et al.*, 1982; Ramos, 1988; Loewy *et al.*, 2004; Cawood, 2005; Rapela *et al.*, 2007; Ramos, 2008a; Ramos 2010a). Segundo Li *et al.* (2008) as idades Grenvillianas de zircões herdados demonstram que a maior parte destes terrenos fizeram parte do Supercontinente Rodínia.

Segundo Ramos (2010a) depois da quebra do Rodínia alguns terrenos, como Cuyania e Chilenia, ficaram unidos a Laurentia, enquanto Arequipa, Antofalla, Pampia, Chibcha, Patagônia e Paracas ao Gondwana. Posteriormente Cuyania e Laurentia foram amalgamados à proto-margem do Gondwana, no Ordoviciano e Devoniano inferior. Algumas dessas suturas passaram por reativações, muitas vezes formando aulocógenos ou bacias desde o Neoproterozóico, também no Paleozóico Inferior e até o Ordoviciano. E no Neopaleozóico os terrenos Tahami, Tres Lagunas e Tahuin foram unidos ao Gondwana. E assim foram configurando o que hoje é o embasamento pré Andes.

Powell *et al.* (2001; Fig. II.1) sugere uma evolução da configuração paleogeográfica mundial do Rodínia ao Gondwana com base em dados paleomagnéticos e rotação dos pólos, considerando o início da fissão do Rodínia em 810 Ma no Toniano até 610 Ma com a junção dos continentes e Crátons (Índia, Congo, São Francisco, Kalahari, Amazônia e Rio de La Plata) para formar o Gondwana.

Tohver *et al.* (2002) e Keppie (2004) estabelecem a reconstrução de Rodínia considerando que de 1.2 Ga a 950 Ma ocorreu um percurso sinistral do Cráton Amazônico em relação a Laurentia.

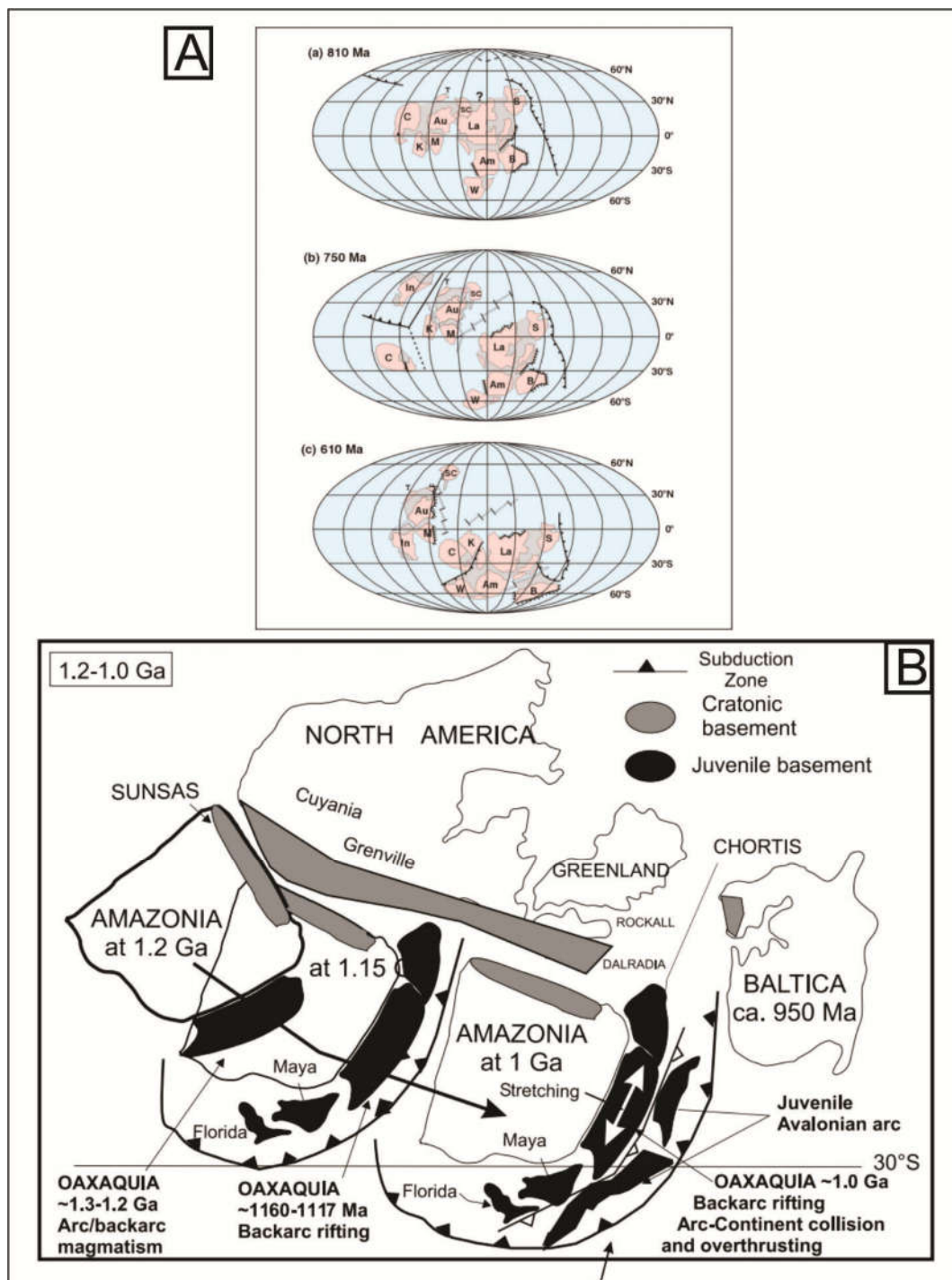


Figura II.1 - A) Remontagem de Rodínia a Gondwana por Powell *et al.* (2001). B) Reconstrução do Rodínia entre 1.2 e 1.0 mostrando a rotação sinistral em relação ao Leste de Laurentia (Keppie 2004).

Cawood (2005;Fig. II.2) posiciona alguns dos terrenos acrescidos à margem oeste do Gondwana, afirmando que trata-se de uma complexa história, com a formação do Oceano Iapetus durante o Paleozoico seguido da formação do Orógeno Terra Australis no Paleozoico Inferior.

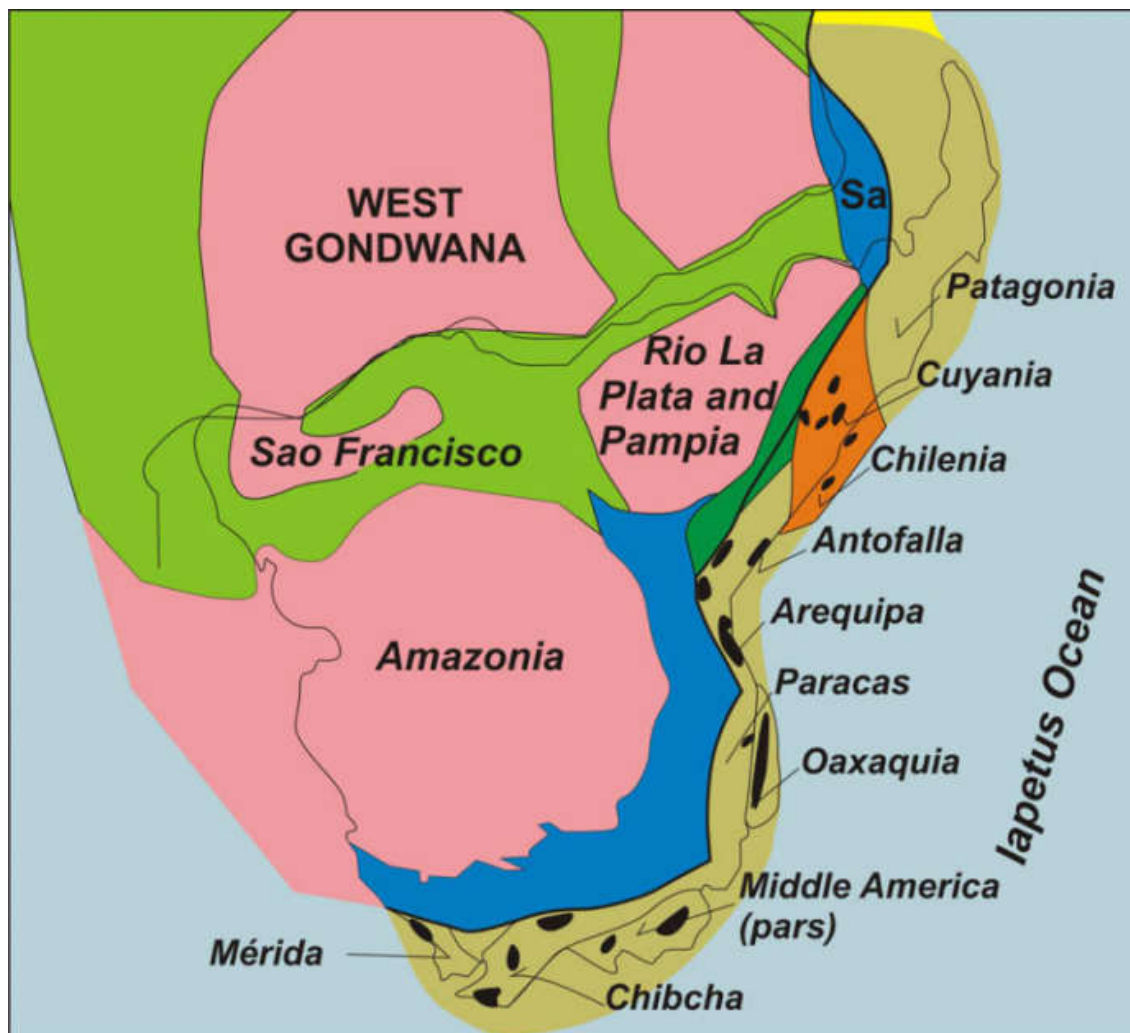


Figura II.2 - Parte sul do Orógeno Terra Australis mostrando a posição dos terrenos que formaram o embasamento do Andes durante o Paleozóico inferior e superior. Extraído de Ramos, 2010a e modificado de Cawood, 2005.

Ramos (2010a;Fig.II.3A) baseado nos estudos ainda não publicados na época, de Pindell e Kennan (2009) propõe uma reconstrução do Pangea considerando os terrenos Tahami, Tres Lagunas e Tahuin, e através de dados paleomagnéticos confirmam que os terrenos do embasamento pré andino instalaram-se entre Laurentia e Gondwana porém as localizações exatas de cada terreno ainda é um assunto de debate. Também inclui nesta região a existência dos terrenos Mérida, Oaxaquia, Mixteca e Chortis, além dos já reconhecidos Chibcha, Paracas, Arequipa e Antofalla (Ramos, 2010a;Fig. II.3B)

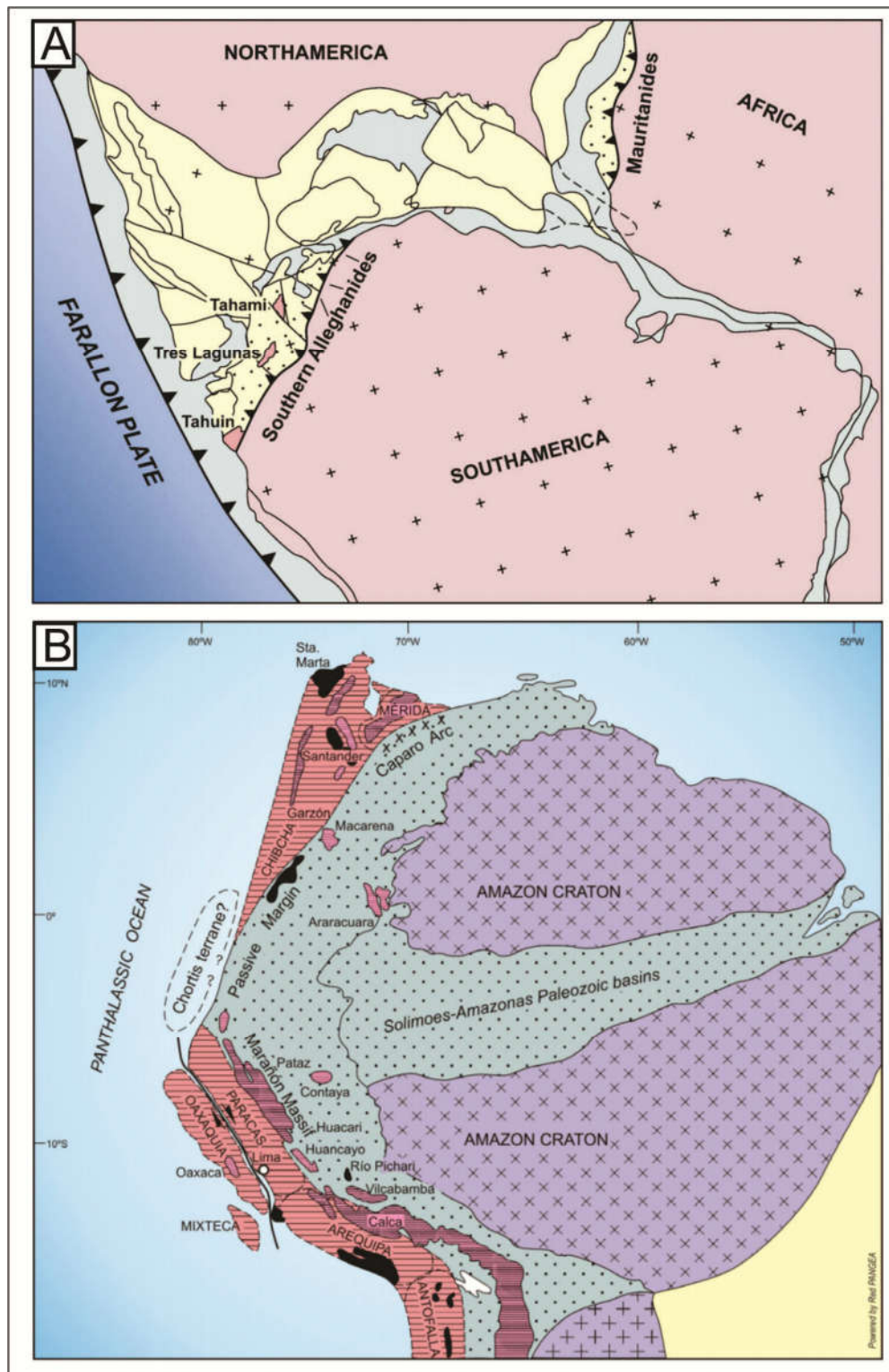


Figura II.3 -A) Terrenos Tahami , Tres Lagunas e Tahuin em evidência nesta configuração do Pangea B) Reconstrução da margem do Gondwana no Paleozóico superior. Extraídos de Ramos (2010a).

Ramos (2010a, Fig.II.4.) mostra uma configuração geotectônica atual da America do Sul considerando os principais terrenos e inclui histogramas com idades de zircões detríticos.

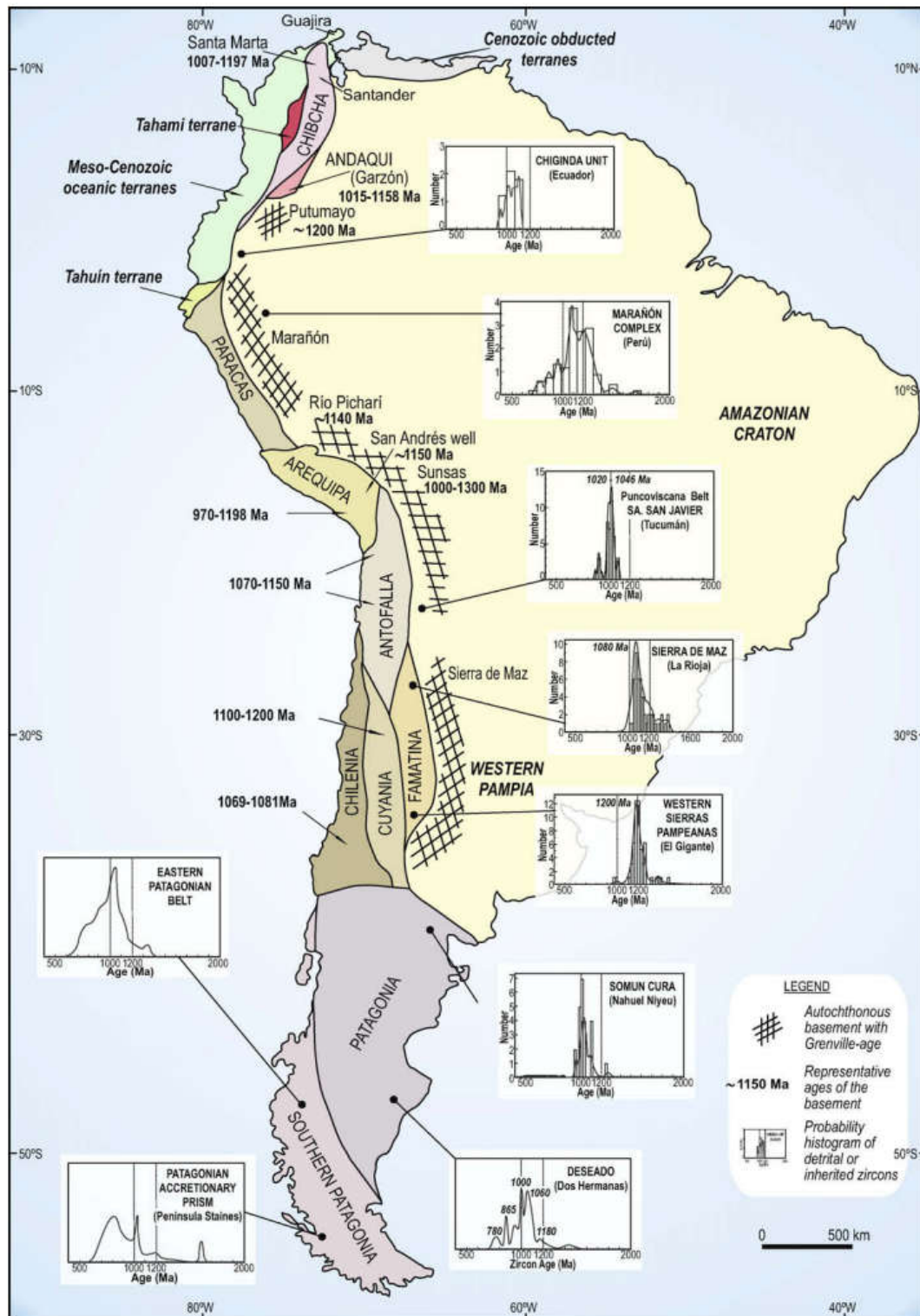


Figura II.4. Os principais terrenos que compõe o embasamento pré-andino, demonstrando a característica autóctone destes terrenos. Extraído de Ramos 2010a.

## II.1.2. Andes central - Arequipa e Antofalla

Ramos (1988) e Bahlburg & Hervé (1997) propõem que os terrenos Arequipa e Antofalla eram dois terrenos distintos que após o primeiro choque passaram a se comportar como um só e segundo Ramos (2008a) o Terreno Antofalla chocou-se com o Cráton Amazônico em três momentos distintos, inicialmente durante a formação do Rodínia, na Orogenia Sunsás, em seguida constituindo o Gondwana pela Orogenia Brasileira e finalmente na Orogenia Andina compondo a estruturação atual do continente Sul-Americano.

A margem continental andina é dividida em Andes Superior, Central e Inferior (Mpodozis e Ramos 1990), ao qual estão inseridos na configuração dos Andes Central os Terrenos Arequipa, Antofalla, Marañon, Mejillonia, Chilena, Cuyania, Famatina e Patagonia (Dalziel & Forsythe 1985; Ramos 1988, 2008a, 2010a).

Loewy *et al.* (2004, Fig. II.5) define três domínios para os Terrenos Arequipa e Antofalla, Domínio Norte, Central e Sul, a partir das idades de magmatismo e metamorfismo apresentadas pelas rochas destes terrenos.

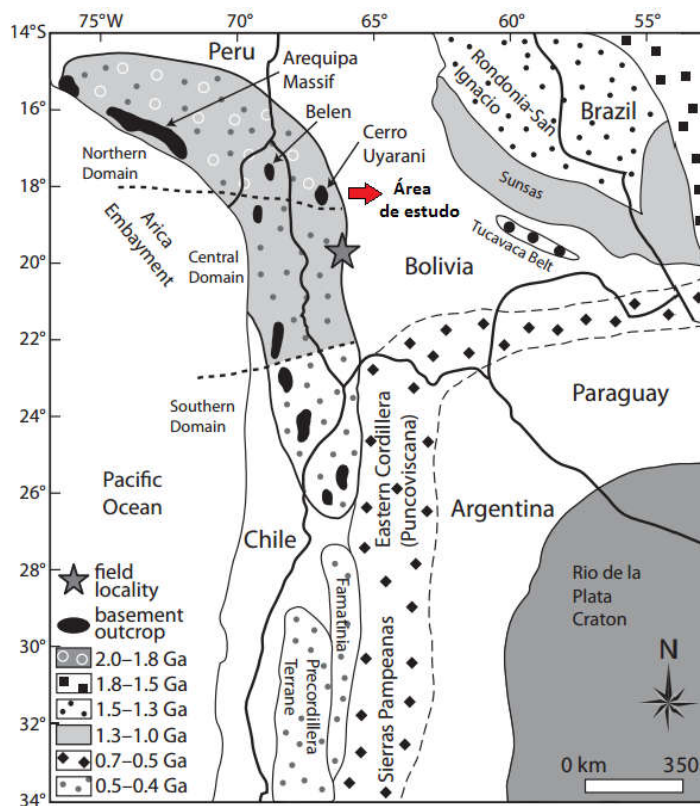


Figura II.5. Mapa dos Terrenos Arequipa e Antofalla e das províncias ao seu redor evidenciando a divisão das unidades de embasamento dos Terrenos Arequipa e Antofalla em domínios norte, central e sul. Extraído de McLeod *et al.* (2013), modificado de Loewy *et al.* (2004).

O primeiro domínio abrange o terreno Arequipa e o Cerro Uyarani sendo formado por magmatismo e metamorfismo paleoproterozoico e um arco magmático neoproterozoico; o segundo domínio fica na porção norte a central do Antofalla e é caracterizado por um magmatismo e metamorfismo mesoproterozoico e um magmatismo tardio neoproterozoico, o terceiro domínio se estabelece na porção sul do terreno Antofalla, registrando magmatismo e metamorfismo neoproterozoico a ordoviciano.

O Terreno Antofalla (Fig. II.6) estende-se desde a porção oeste de Puna, Argentina até o litoral norte do Chile, formado pelos corpos Cerro Uyarani (área de estudo da dissertação do mestrado), Belén, Quebrada Choja, Sierra Moreno, San Andrés, Berenguela, Saxamar, Cauchari, Cordón de Lila, Limón Verde e Antofalla, rochas graníticas e metamórficas orto e paraderivadas de idade pré-cambriana a paleozoica (Lehmann 1978, Tosdal 1996, Wörner *et al.* 2000, Loewy *et al.* 2004) que registram a história geológica pré-andina.

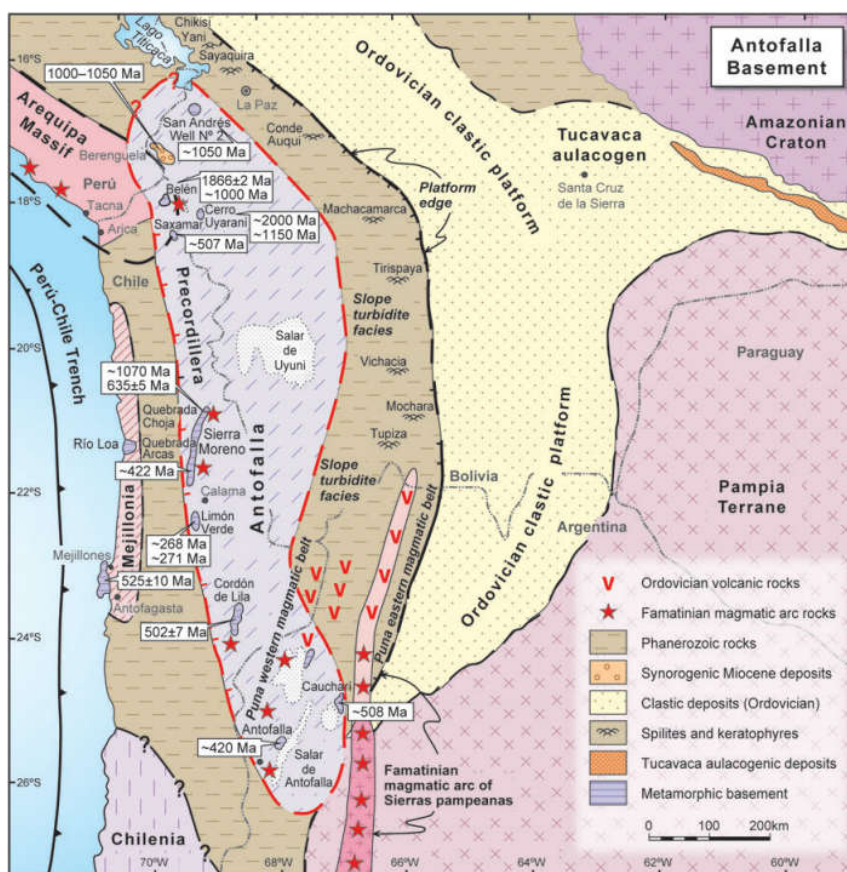


Figura II.6. Limites inferidos do Terreno Antofalla e seus corpos graníticos e metamórficos representantes do embasamento (Ramos 2008a).

### II.1.3. Cerro Uyarani

O Cerro Uyarani, alvo deste estudo, é uma serra de aproximadamente 32km<sup>2</sup> situada na porção oeste do Altiplano da Bolívia. Foi inicialmente definido pelo Serviço Geológico da Bolívia e se encontra no extremo norte do Terreno Antofalla (Ramos, 1988) como um representante metamórfico do embasamento pré-andino em meio à cadeia de montanhas andina.

As rochas desta serra foram descritas inicialmente por Troeng *et al.*, (1994;Fig. II.7.), como um gnaiss de composição granítica a granodiorítica, com a ocorrência de um ignimbrito ao norte e oeste do maciço e cobertos por sedimentos quaternários e apresentaram os primeiros resultados radiométricos para os granulitos félsicos, com idade isocrônica Rb/Sr em rocha total de 1859±200 Ma.

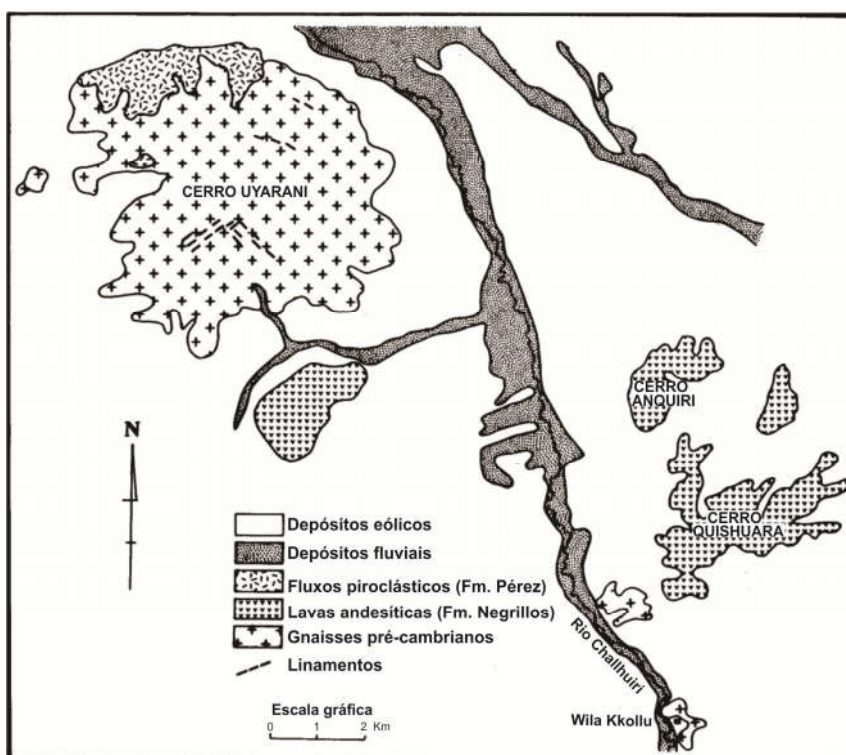


Figura II.7. Mapa geológico da região do Cerro Uyarani por Troeng *et al.*, (1994).

Wörner *et al.* (2000, Fig. II.8.) descreveram as rochas do Cerro Uyarani como granulito máfico e granulitos félsicos, apresentando idades U/Pb em zircão, com cristalização em 2020±130 Ma e resfriamento de metamorfismo em 1157±60 Ma, uma idade Ar/Ar em hornblenda com um platô de 982±2 Ma e uma idade Sm-Nd a partir de isócronas minerais de 1008±16 Ma, interpretada como o arrefecimento de um pico metamórfico.

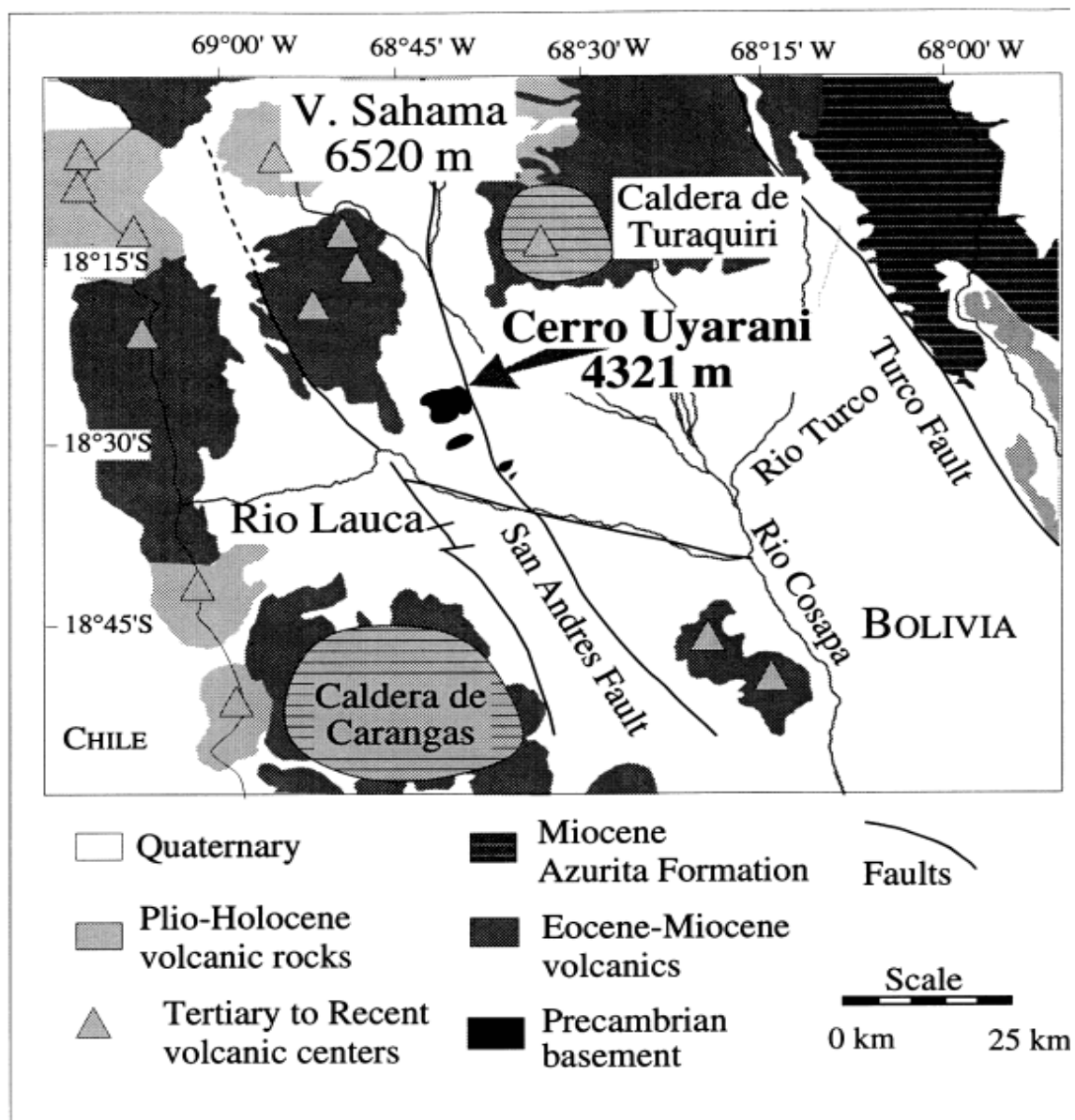


Figura II.8. Mapa geológico evidenciando o Cerro Uyarani e suas imediações. Extraído de Wörner *et al.* (2000).

Oliveira *et al.* (2015) demonstraram o caráter polideformado dessas rochas, indicando o registro de pelo menos três fases de deformação e duas fases de metamorfismo, que marcam a evolução tectônica pré-cambriana.

Buscando realizar uma síntese dos dados geocronológicos existentes para o Cerro Uyarani foi montada a Tabela II.1.com base nos resultados de Troeng *et al.* (1994) e Wörner *et al.* (2000).

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

Tabela II.1. Síntese dos dados geocronológicos já conhecidos das rochas do Cerro Uyarani a partir de Troeng *et al.* (1994) e Wörner *et al.* (2000).

| Unidade       | Litologia                                                                                                                                                                 | Referências                 | U-Pb                                                       | Rb-Sr                                      | Sm-Nd                                      | Ar-Ar                                    |
|---------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------------|
| Cerro Uyarani | Gnaiss cinza a vermelho com bandamento de níveis máficos de até 0.5 mm de espessura.                                                                                      | Troeng <i>et al.</i> (1994) |                                                            | (15 amostras)<br>Rocha Total<br>1859±200Ma |                                            |                                          |
|               | Charnockito, rocha de granulação média, maciça, com camadas sutis composta por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, ortopiroxênio, magnetita, ilmenita-hematita e biotita. | Wörner <i>et al.</i> (2000) | Cristalização<br>2020±130 Ma<br>Resfriamento<br>1157±60 Ma |                                            | Isócronas<br>minerais<br><br>1008±16<br>Ma |                                          |
|               | Anfibolito, rocha foliada com granulação fina, textura granoblástica, constituído por clinopiroxênio, plagioclásio, biotita, apatita e magnetita                          | Wörner <i>et al.</i> (2000) |                                                            |                                            |                                            | Anfibólio<br>Idade platô<br><br>982±2 Ma |

Rochas granulíticas de idades paleoproterozoicas também podem ser encontradas no Cráton Amazônico, inseridas no Terreno Paraguá, que pertence à Província Rondoniana-San Ignacio, formando o Complexo Granulítico Lomas Manechis (Litherland *et al.*, 1986; Bettencourt *et al.*, 2010). Este complexo é formado por rochas ortoe paraderivadas com idade de cristalização de 1658±15 U-Pb em zircão (Matos *et al.*, 2013) geradas durante a Orogênese Lomas Manechis (Ruiz, 2009; Bettencourt *et al.*, 2010).

## **CAPÍTULO III**

### **MATERIAIS E MÉTODOS**

---

#### **III.1. Materiais e métodos de pesquisa**

##### **III.1.1. Área de estudo**

A região estudada situa-se na porção Oeste da Bolívia a aproximadamente 2.000 km de Cuiabá-MT. Com as coordenadas UTM 535070/7958469 em Datum WGS84.

A serra, denominada na Bolívia como Cerro Uyarani, encontra-se no departamento de Oruro, Província Sajama, município de Turco, próximo às Vilas Água Rica e Iru Pampa.

O acesso (Fig.III.1.) é realizado por via terrestre, partindo da capital do Estado de Mato Grosso, Cuiabá, pela rodovia federal BR-070, percorre-se 270 km até o município de Cáceres. Deste ponto continua-se pela BR-070 entrando à direita na rodovia estadual MT-388, percorre-se um trajeto de 102 km, atravessando a fronteira com a Bolívia, em que a rodovia passa a se chamar Rota 10, até chegar ao município de San Matías.

Percorre-se aproximadamente 288 Km até o município de San Rafael, tomando a rota 17 por 131 Km até São José de Chiquitos, a partir de então o percurso é feito pela Rota Nacional 4 por mais 273 km até o município de Santa Cruz de La Sierra e após 503 Km até Cochabamba, continuando por mais 215 Km, até chegar em Ouro pela Rota 12.

O trajeto até a área de estudo é feito a partir de Oruro, tomando a Rota 27 e depois estradas vicinais não asfaltadas que interligam as vilas da região.



### III. 1.2.3. Etapa de Coleta de Dados (Trabalhos em Laboratório)

#### *III. 1.2.3.1. Análises Petrográficas*

Foram selecionadas amostras do granulito félsico e do granulito máfico para a confecção de 48 lâminas delgadas, preparadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Recursos Minerais (DRM/UFMT). A partir da descrição petrográfica foi possível descrever detalhadamente as rochas do Granulito Uyarani em relação à composição mineralógica, feições texturais estruturais.

#### *III. 1.2.3.2. Análises Litogeoquímicas*

Foi determinada a composição química (elementos maiores, menores, traços e terras-raras) em rocha total (RT). Os resultados foram empregados na interpretação da filiação geoquímica e na discriminação do ambiente tectônico gerador das rochas. As amostras foram britadas, moídas e pulverizadas no Laboratório de Preparação de Amostras Geoquímica – LAMUTA, na Faculdade de Geociências (FAGEO/UFMT). Posteriormente foram enviadas para o Laboratório Bureau Veritas Commodities Canada Ltd. em Vancouver, Canadá.

#### *III. 1.2.3.3. Análise Geocronológica (U-Pb SHRIMP em zircão)*

Com a finalidade de identificar a idade de cristalização do Granulito foi selecionada a amostra UY1337 de granulito félsico para a realização de análise geocronológica, processadas no Laboratório Intermediário de Preparação de Amostras para Geocronologia do DRM/UFMT e foram separados 100 grãos de zircão para realização de análise U-Pb.

Segundo Geraldes (2010) o sistema U-Th-Pb é um método tradicional utilizado para fornecer idades radiométricas que vem passando por aprimoramentos significativos resultando em análises cada vez mais precisas.

O U apresenta três isótopos naturais radioativos, são estes, o  $^{238}\text{U}$  com uma abundância de 99,2743%, meia vida de  $4.468 \times 10^9$  e taxa de decaimento  $\lambda = 1.55125 \times 10^{-10}$ ; o  $^{235}\text{U}$  com uma abundância de 0,7200%, meia vida de  $0.703 \times 10^9$  e taxa de decaimento de  $9,8485 \times 10^{-10}$ , já o  $^{234}\text{U}$  tem 0,0057% de abundância,  $2.47 \times 10^9$  de meia vida e taxa de decaimento  $\lambda = 2.806 \times 10^{-6}$ . O Th existe de forma primária como um único isótopo radioativo, o  $^{232}\text{Th}$  com abundância de 100,00%, meia vida de  $14.01 \times 10^9$  e taxa de decaimento de  $\lambda = 4,9475 \times 10^{-10}$ .

O princípio deste método se baseia no decaimento de U e Th para isótopos estáveis de Pb. Este sistema U-Th-Pb gera três séries de decaimento independentes, o elemento radioativo da primeira série,  $^{238}\text{U}$ , produz  $^{206}\text{Pb}$  pela emissão de 8 partículas  $\alpha$  e 6 partículas  $\beta$ . Já o decaimento do isótopo radioativo  $^{235}\text{U}$  gera  $^{207}\text{Pb}$  pela emissão de 7 partículas  $\alpha$  e 4 partículas  $\beta$ . Finalmente o  $^{232}\text{Th}$  isótopo radioativo da terceira série de decaimento suscita no isótopo estável  $^{208}\text{Pb}$  pela emissão de 6 partículas  $\alpha$  e 4 partículas  $\beta$ .

Cada uma dessas séries pode ser aplicada como um sistema de datação independente, se consideramos o decaimento dos isótopos de U e Th radioativos ocorrendo diretamente para os respectivos isótopos radiogênicos de Pb. Uma vez reconhecida as distintas constantes de decaimento pode se considerar para o cálculo das idades a abundância do isótopo radiogênico e radioativo.

A partir de cálculos matemáticos específicos são gerados isócronas que fornecem inclinações que permitem o cálculo da idade de um grupo de amostras, porém em geral as isócronas U-Pb não apresentam resultados precisos, já que podem ocorrer perdas ou ganhos de U, Th e Pb.

Buscando obter melhores resultados foi criado o diagrama concórdia, neste diagrama existe uma curva chamada concórdia e uma reta chamada discórdia, a concórdia é formada por idades padrão considerando um sistema totalmente fechado e a discórdia é formada pelas idades obtidas na análise realizada, com os ganhos e/ou perda de elementos.

Existem dois pontos analíticos em que a concórdia coincide com a discórdia, o intercepto superior e o intercepto inferior, interpretados como idade de cristalização e idade do evento metamórfico.

A técnica utilizada para datação U-Pb deste trabalho foi por Microsonda Iônica por meio do equipamento SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) em zircão. Esta técnica fornece análises *insitu* da superfície do mineral e é ideal para zircão por evitar problemas com zircões zonados na preparação química do grão e não é um método destrutivo.

A amostra é atingida com um feixe de íons de até 20µm de diâmetro focado em um ponto do mineral e essa fração volatilizada do mineral é eletrostaticamente ionizada e enviada para um espectrômetro de massa de duplo foco.

A utilização do SHRIMP tem a desvantagem de ser menos preciso que o método convencional, porém além da vantagem da rapidez, com análises em até 20 minutos, possui a vantagem das idades não serem prejudicadas pelo zoneamento do zircão.

Quanto ao mineral escolhido, o zircão ( $ZrSiO_4$ ), é o mais utilizado por ser um mineral comum nas rochas, encontrado em abundância. Além disso o zircão aceita facilmente a entrada de U em seu retículo cristalino, substituindo o Zr, porém não aceita com facilidade a entrada de Pb comum, admitindo-se que praticamente todo Pb existente nesse mineral seja por decaimento de U e Th.

O zircão também é um mineral resistente ao intemperismo com pouca perda de Pb nesses casos e com temperatura de bloqueio de 800°C.

#### III. 1.2.4. Etapa de Tratamento e Sistematização dos Dados Obtidos

Tratamento dos dados estruturais com emprego do software OpenStereo; elaboração ilustrações e gráficos utilizando-se dos softwares CorelDraw X6; tratamento dos dados isotópicos com

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

emprego do softwareIsoplotEx; tratamento dos dados de química de rocha com a utilização dos softwareGCDkit 2.3; elaboração de um banco de dados relacionado empregando-se o softwareArcMap 10.1 e elaboração do mapa geológico, utilizando-se do softwareArcMap 10.1.

### III. 1.2.5. Etapa de Conclusão e Divulgação dos Resultados

Participação em Eventos de Divulgação Científica (Simpósios e Congressos); publicação do artigo em periódico especializado, de circulação nacional, qualificação, elaboração da dissertação de mestrado e apresentação da dissertação do trabalho de mestrado.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### IV.1. Resultados

##### IV.1.1. Geologia e petrografia

Neste trabalho iremos utilizar o termo geográfico Cerro Uyarani para tratar da exposição geográfica, considerando todas as litologias presentes na Serra e o termo geológico Granulito Uyarani para definir o conjunto de granulitos que forma esta Serra. Os estudos acerca das rochas do Granulito Uyarani foram realizados através de uma interpretação inicial de imagem de satélite, seguido de mapeamento em escala 1:25.000 com obtenção de dados geológicos, estruturais e amostras para petrografia, geoquímica e geocronologia.

Através da interpretação dos dados obtidos foi possível a confecção do mapa geológico e estrutural do Cerro Uyarani (Fig. IV. 1.) com a utilização do software ArcMap 10.2.1.

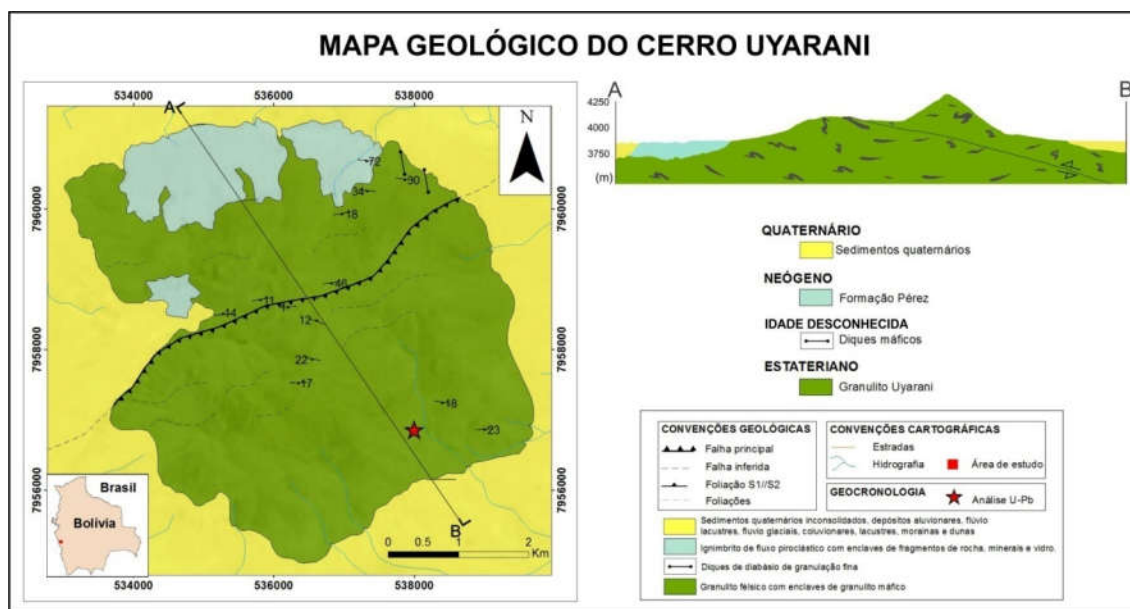


Figura IV.1. Mapa geológico do Granulito Uyarani, com perfil esquemático AB mostrando as principais estruturas existentes e localização dos pontos de amostragem da análise U-Pb.

O Granulito Uyarani é constituído por rochas granulíticas, parcialmente recoberto por rochas vulcanoclásticas e por sedimentos quaternários inconsolidados, eólicos e lacustres.

Dois tipos de granulitos foram identificados, o Granulito félsico ocorre em matacões, lajes e blocos e apresenta um bandamento descontínuo (Fig. IV.2.) e outro granulito é máfico e ocorre como enclaves no primeiro, denominados granulito máfico.

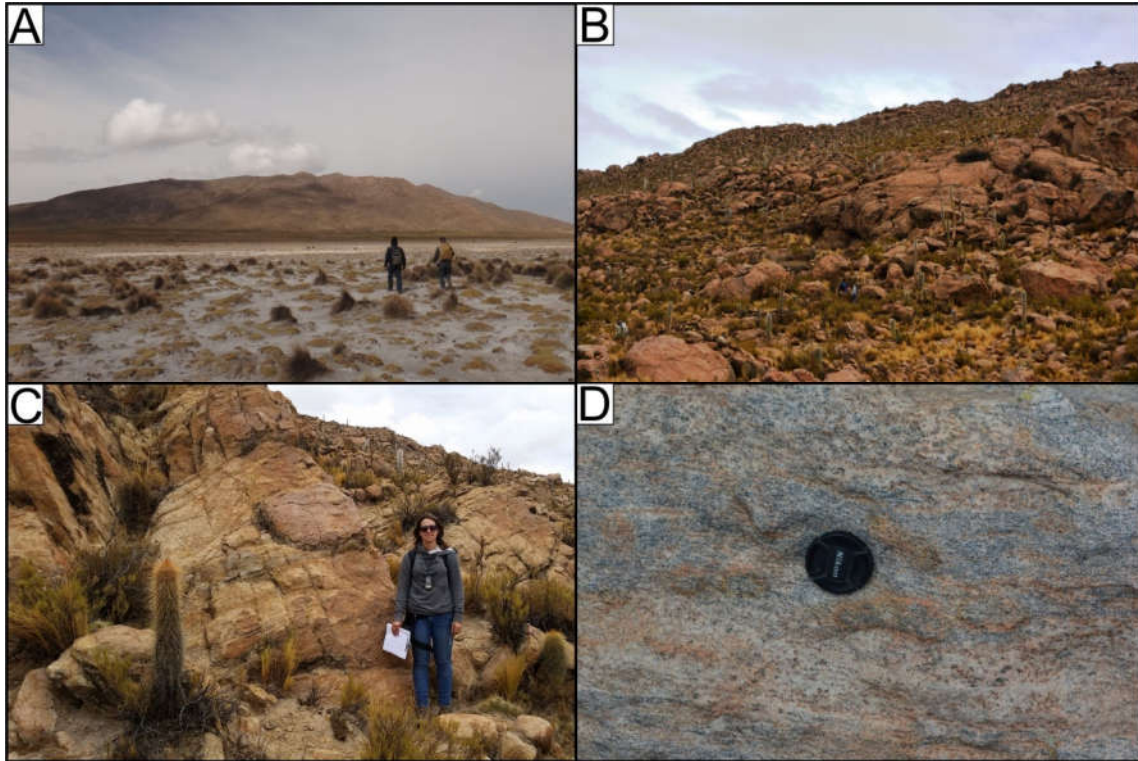


Figura IV.2. Representação do granulito félsico. A) Vista da Serra Uyarani; B) foto mostrando a abrangência dos afloramentos de granulito félsico; C) principal forma de ocorrência, em blocos, do granulito félsico; D) figura evidenciando o bandamento descontínuo do granulito félsico.

Os enclaves (Fig. IV.3.) são de dimensões centimétricas a métricas, apresentando-se dobrados com boudinage e morfologia variável entre alongados, arredondados e sigmoidais, sendo também observadas porções pegmatíticas.

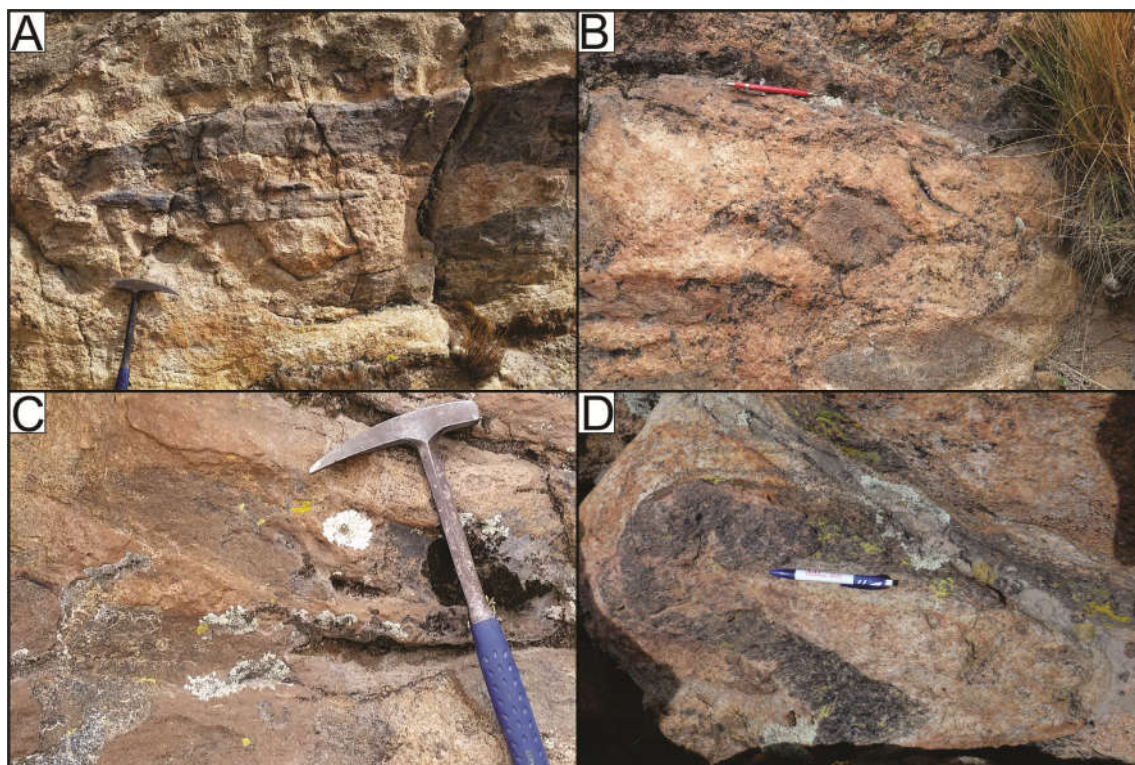


Figura IV.3. Fotografias do granulito máfico que ocorre como enclave no granulito félsico. A) Enclaves alongados, orientados segundo a foliação; B) enclave arredondado, rotacionado apresentando sombra de pressão; C) enclave com formado sigmoidal; D) granulito máfico dobrado.

Na porção N e NW do Granulito Uyarani, encontram-se rochas piroclásticas formadas por fluxo de púmice de cor cinza-clara com diversos clastos de fragmentos de rocha, minerais e vidro, bem como vacúolos por escape de gás, correspondendo a um Ignimbrito Pliocênico da Formação Pérez (Troëng *et al.*, 1994, Fig. IV.4.), que cobre parcialmente os granulitos, em contato discordante.

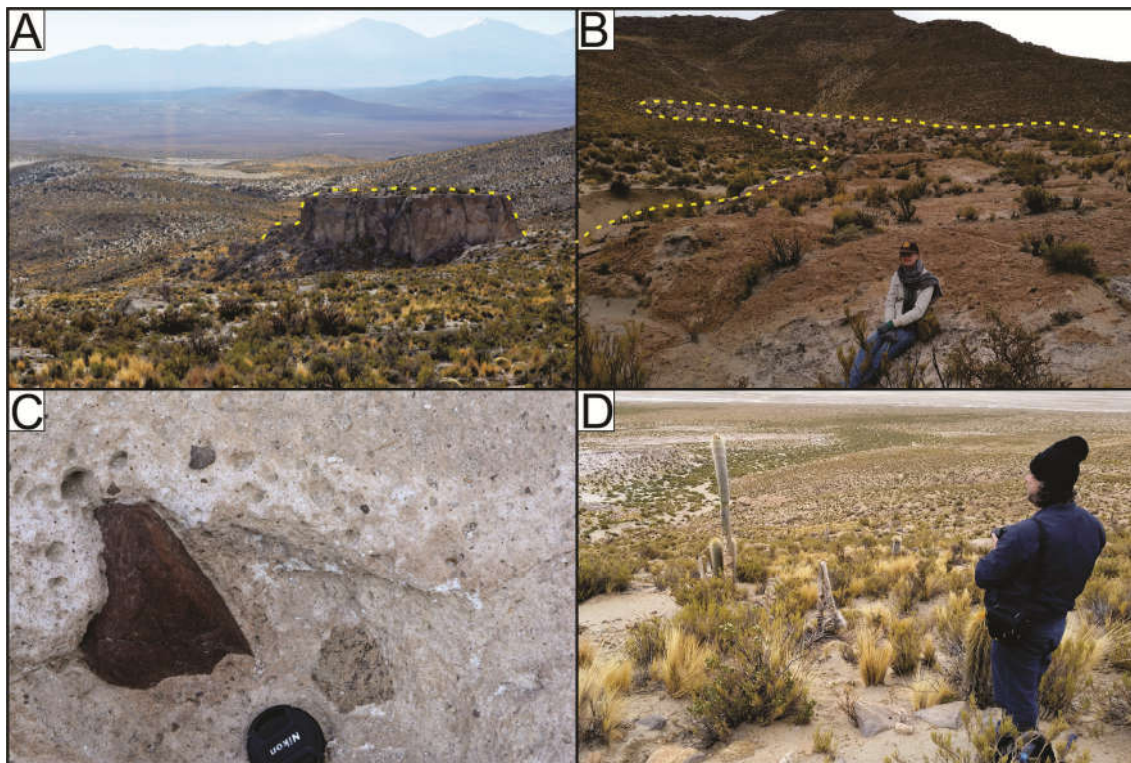


Figura IV.4. As imagens representando o ignimbrito (Formação Perez) e a cobertura sedimentar. A) Forma de ocorrência do ignimbrito; B) ignimbrito cobrindo parcialmente as rochas do Granulito Uyarani C) fotografia aproximada do ignimbrito mostrando os enclaves de pedaços de rocha e vacúolos; D) sedimentos inconsolidados em meio a alguns blocos de granulitos.

Encontram-se ainda diques máficos de composição basáltica e granulação muito fina de larguras centimétricas a métricas e diques félsicos de granulação fina a pegmatítica, compostos por quartzo, feldspato alcalino e magnetita (Fig IV.5.).

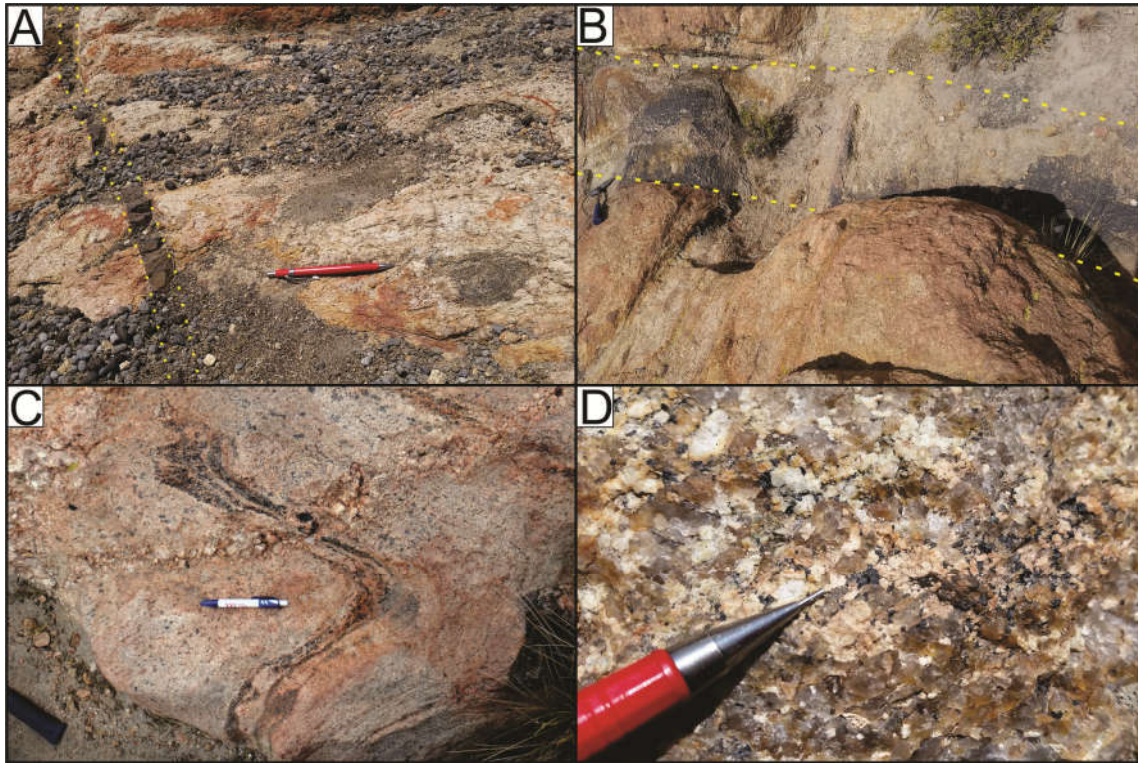


Figura IV.5. Diques máficos e félsicos que cortam as rochas do Granulito Uyarani. A) Dique máfico fino cortando o granulito félsico e ao lado de um enclave arredondado de granulito máfico B) dique máfico de aproximadamente 1.2 m. de largura; C) Dique félsico pegmatítico cortando as rochas do Granulito Uyarani; D) Imagem aproximada do dique félsico, de granulação fina a média, mostrando os minerais que o compõe.

#### IV. 1.1.1. Granulito félsico

O granulito félsico apresenta granulação média e um bandamento descontínuo de bandas félsicas e máficas de cores, respectivamente cinza-rosada e cinza, ocorrendo uma variação grande na porcentagem dos minerais entre as porções com mais minerais félsicos e as porções com quantidade maior de minerais máficos. A banda félsica é formada principalmente por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo com níveis finos de piroxênio, anfibólio e biotita (Fig. IV.6.A, IV.6.B); enquanto a banda máfica constitui-se de intercalações de leitos formados por anfibólio e piroxênio e níveis subordinados quartzo-feldspático (Fig. IV.6.C, IV.6.D).

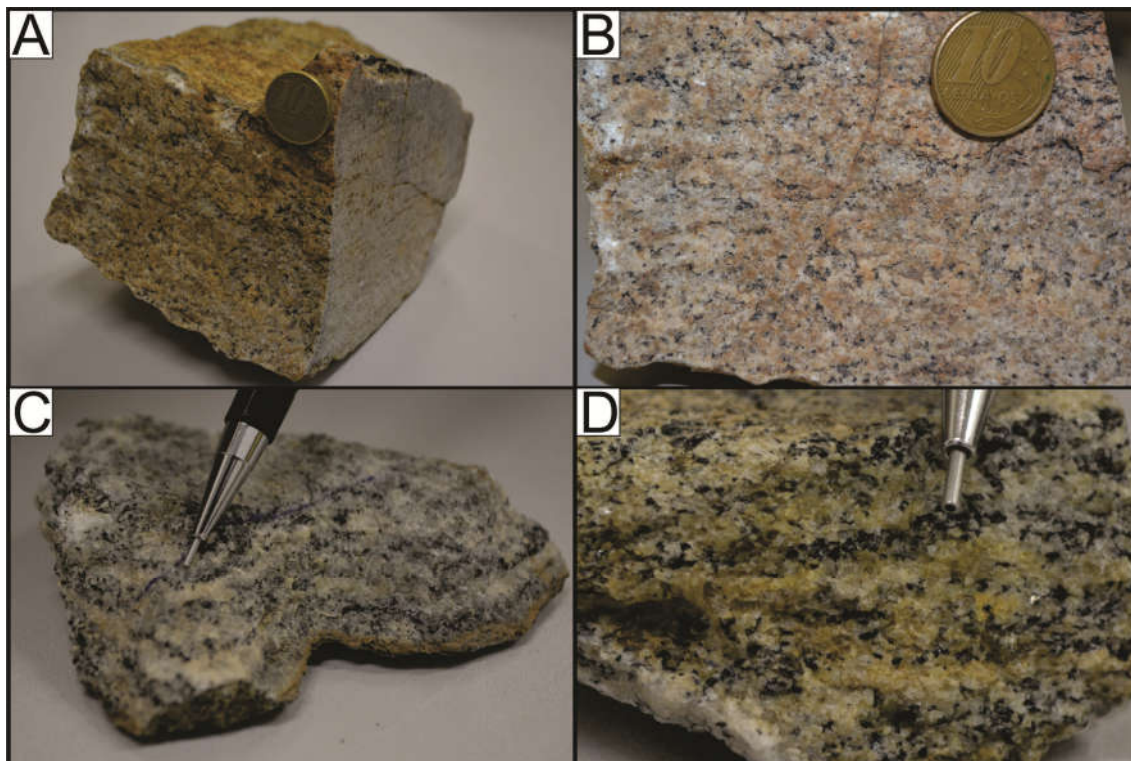


Figura IV.6. Amostras de mão do granulito félsico. A) Banda félsica do granulito félsico; B) detalhe das intercalações de níveis claros e escuros; C) banda máfica do granulito félsico com maior porcentagem de minerais máficos em relação à banda félsica; D) detalhe da banda máfica.

Microscopicamente, o granulito félsico apresenta texturas granoblástica e nematoblástica, expressas pela disposição orientada de, principalmente, grãos quartzo-feldspáticos e cristais de piroxênio e anfibólio. Esta rocha apresenta um bandamento descontínuo, nas bandas mais félsicas (Fig. IV. 7.) existe uma porcentagem menor dos minerais máficos e nas bandas máficas (Fig. IV.8) o contrário, porém a mineralogia é a mesma. A mineralogia principal é composta por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, piroxênio, anfibólio e biotita; enquanto os minerais de alteração e acessórios estão representados por biotita, clorita, sericita e anfibólio da série actinolita-tremolita, carbonatos, argilominerais, óxido/hidróxido de Fe (opacos), zircão, apatita e granada e ocorrem texturas do tipo pertita no feldspato alcalino e mirmequita no plagioclásio.

O feldspato alcalino representa de 20% a 40% da rocha, tem dimensões de 0,5 a 1,5 mm. É incolor, com cor de interferência cinza de primeira ordem. Apresenta textura pertítica, característica de fácies granulito, a alteração varia de fraca a forte para sericita cinza e os grãos estão subédricos a anédricos, com o formato granular, afetado pela textura.

O quartzo varia entre 20% a 50 % do granulito félsico, possui tamanho entre 0,3 e 1,8 mm. Tem hábito granular, é incolor, apresenta em algumas seções extinção ondulante, sem alteração e com sinal óptico uniaxial positivo diagnóstico. Também ocorre como vênulas milimétricas.

O plagioclásio perfaz 10% a 45% da rocha e sua dimensão varia entre 0,2 a 1,5 mm. Foi reconhecido como andesina e oligoclásio através do método Michel-Lévy, é incolor, com cor de interferência geralmente cinza e os grãos estão subédricos a anédricos, com o formato tabular a granular, afetado pela textura granoblástica. Exibe macla polissintética e raramente carlsbad e por vezes textura mirmequítica. Os processos de alteração geram calcita, sericita e saussurita (fino agregado de epidoto, albita e sericita).

Foram reconhecidos dois tipos de piroxênio, um ortopiroxênio definido como hiperstênio e um clinopiroxênio descrito como diopsídio, a presença desses dois minerais é comum para rochas granulíticas, sendo o hiperstênio mais abundante no granulito félsico do que o diopsídio. O piroxênio está comumente associado nesta rocha com outros minerais máficos, hornblenda e biota principalmente, formando níveis.

O hiperstênio varia de 3% na banda félsica do granulito félsico e chega a 10% na banda máfica. Varia de 0,2 a 0,8 mm de tamanho, possui pleocroísmo variando entre marrom e laranja e hábito granular, muitas vezes englobando grãos de quartzo. Os processos de alteração que ocorrem neste mineral produzem clorita e epidoto.

O diopsídio ocorre em pequena porcentagem no granulito félsico, de 0 até 5% e tem 0,4 a 1,5 mm de dimensão. Apresenta cor verde acastanhado, porém quando muito alterado torna-se incolor. O hábito é granular, anédrico e com alteração do tipo uralitização para actinolita-tremolita nas bordas e nos planos de clivagem.

O anfibólio principal foi definido como hornblenda e totaliza 5% a 15% do granulito félsico, faz parte de níveis máficos que ocorrem na rocha e a dimensão varia de 0,2 a 1,0 mm. O hábito é tabular a granular, com pleocroísmo variando de verde escuro a castanho e apresenta clivagem característica. As alterações são para biotita, clorita, carbonato e epidoto e é possível ver inclusões de plagioclásio.

A biotita ocorre como mineral principal e como alteração da hornblenda. A biotita da paragéneses principal representa até 3% do granulito félsico, possui 0,5 a 1,8 mm de comprimento, com hábito tabular e por vezes simplectítico com o plagioclásio. A cor é marrom escuro, mostra lamelas típicas de mica e por vezes apresenta alteração para clorita ou sericita.

Os seguintes minerais alcançam baixas porcentagens no granulito félsico, chegando a 2% como um todo. Os carbonatos ocorrem como alteração da hornblenda e também como vênulas cortando a rocha, os argilominerais como produto de alteração dos plagioclásios e os grãos de zircão estão inclusos em diversos minerais do granulito félsico.

A apatita ocorre em grãos arredondados de até 0,1 mm, a titanita ocorre associada a granada e hornblenda tendo até 0,7 mm, a granada foi definida como da série pirlspita, característica de

granulito, com cor laranja, hábito granular, incluindo plagioclásio e com até 8,0 mm, também ocorre comumente opacos.

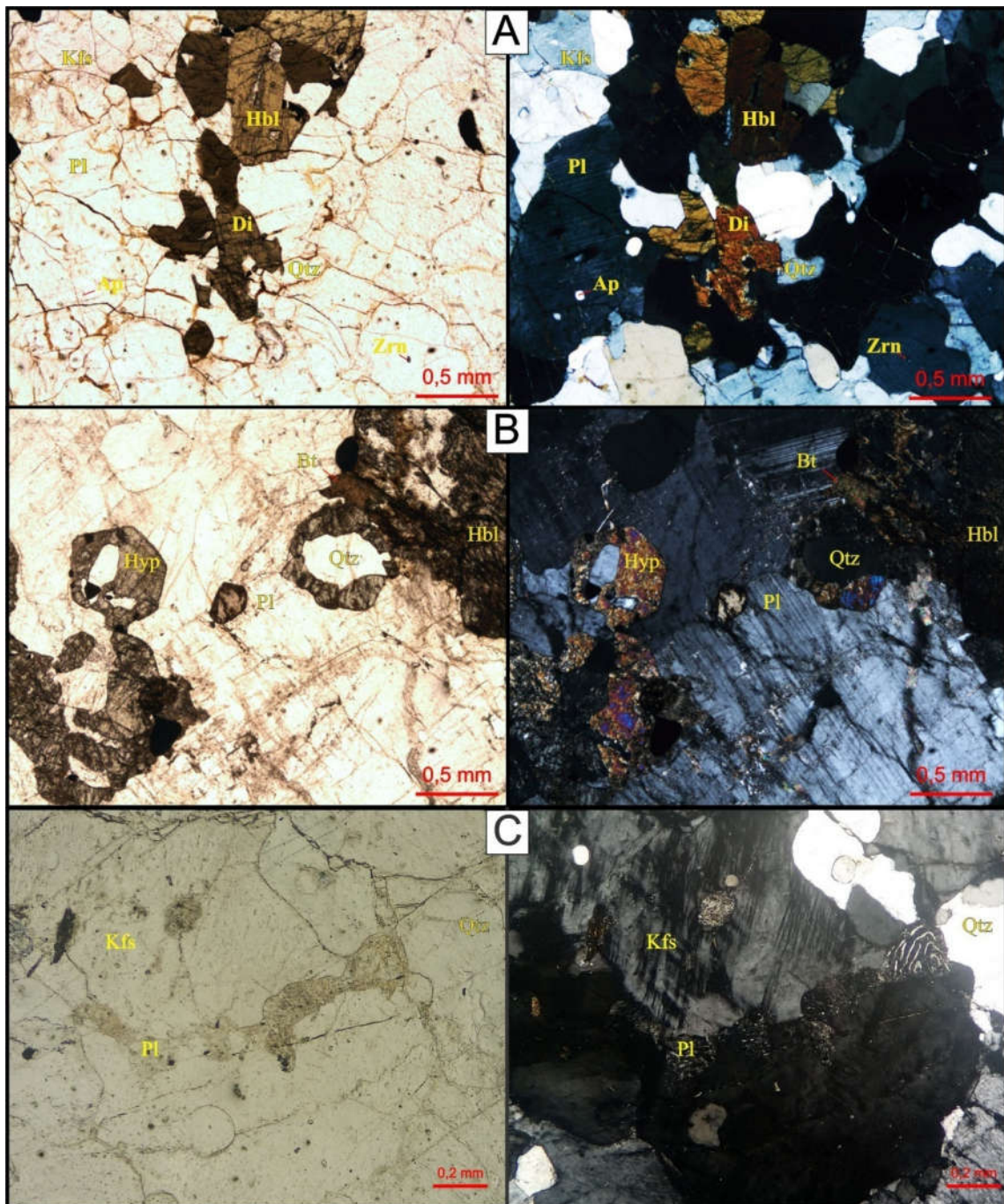


Figura IV.7. Fotomicrografias da banda fêlsica do granulito fêlsico, polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita. A) Felspato alcalino pertítico, plagioclásio, hornblenda e diopsídio gerando textura granoblástica; B) hiperstênio envolvendo quartzo e associação de hornblenda e biotita, saussuritização do plagioclásio e calcita formando vênulas; C) representação do plagioclásio com textura mirmequítica.

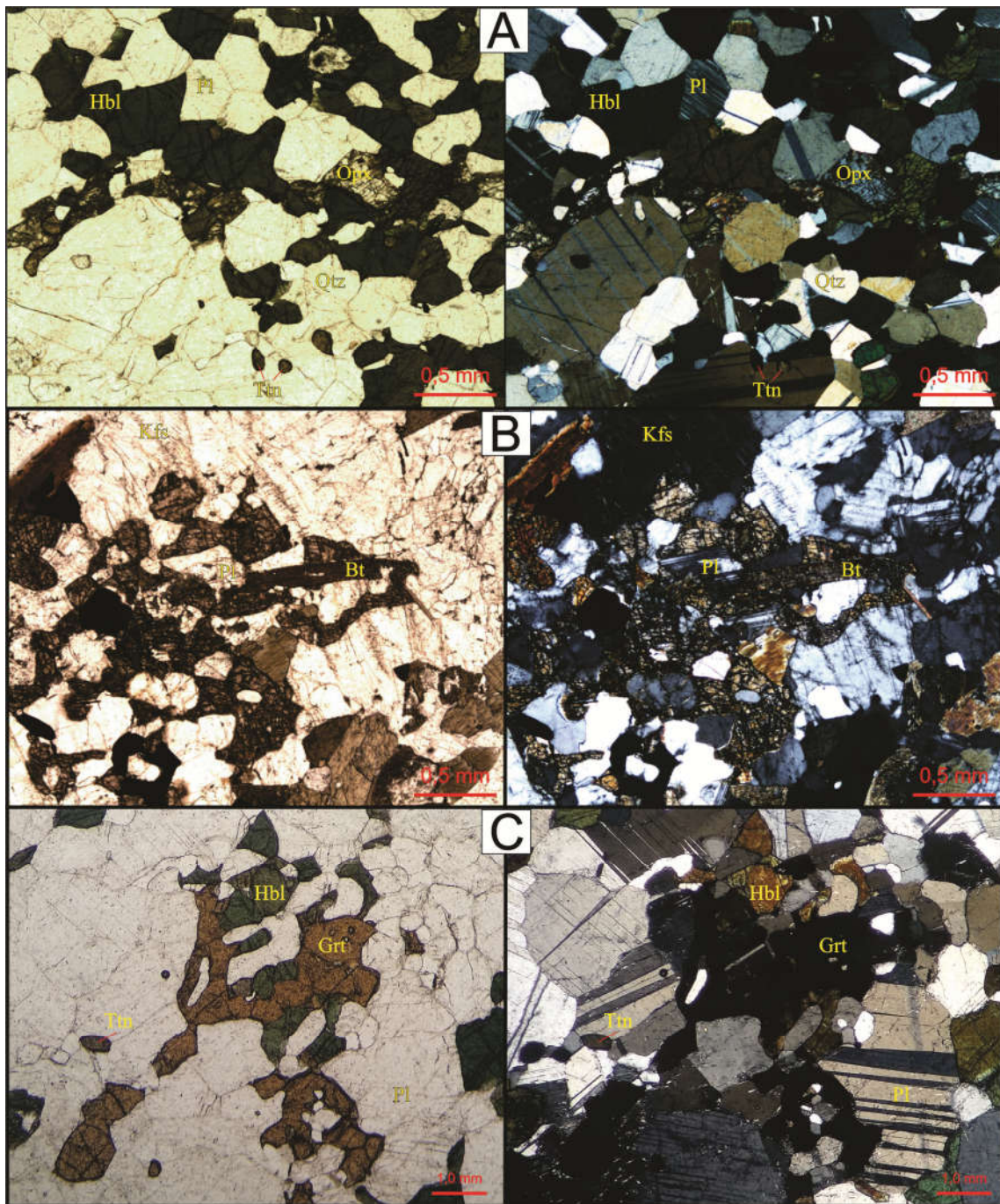


Figura IV.8. Fotomicrografias da banda máfica do granulito félsico com polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita. A) Detalhe de nível máfico com hornblenda dominante e presença de ortopiroxênio (hiperstênio), plagioclásio, quartzo e titanita; B) detalhe da banda máfica com ortopiroxênio dominando.

#### IV. 1.1.2. Granulito máfico (enclave)

O granulito máfico é cinza-escuro, de granulação variando desde fina até grossa, constituído por hornblenda, plagioclásio e raro quartzo (Fig. IV.9).

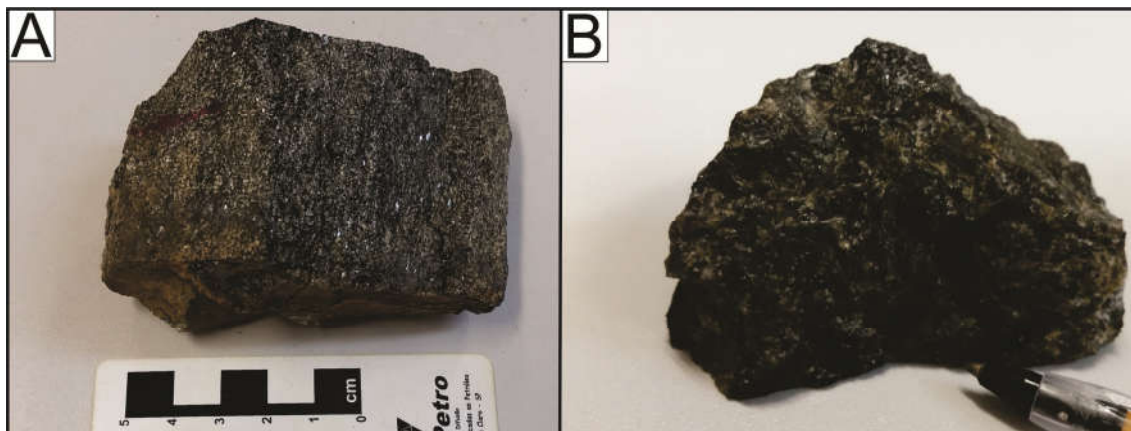


Figura IV.9. Amostras do granulito máfico de cor cinza-escuro composto por anfibólio, piroxênio, plagioclásio e raro quartzo. A) Amostra ilustrando granulação fina e orientação; B) amostra granulação grossa.

O granulito máfico (Fig. IV.10.) apresenta textura granoblástica e por vezes nematoblástica. É constituído por agregados e níveis de piroxênio, hornblenda, plagioclásio e raros grãos de quartzo, tendo clorita, sericita, talco, actinolita-tremolita e argilominerais como minerais de alteração e apatita, zircão e opacos como acessórios (Fig. IV.11). Foram reconhecidos dois tipos de piroxênio, um ortopiroxênio definido como hiperstênio e um clinopiroxênio descrito como diopsídio, a presença desses dois minerais é comum para rochas granulíticas, sendo o hiperstênio mais abundante do que o diopsídio.

O hiperstênio perfaz 60% do granulito máfico, de 0,4 a 2,0 mm de tamanho, possui pleocroísmo variando entre marrom e laranja e hábito granular, muitas vezes englobando grãos de quartzo. O processo de alteração que ocorre neste mineral produz clorita e talco. O diopsídio ocorre em pequena porcentagem, até 3% e chega a 1,5 mm de dimensão. Alguns têm cor verde acastanhado e outros incolores, hábito granular, anédrico com alteração do tipo uralitização para actinolita-tremolita nas bordas e nos planos de clivagem. O anfibólio foi definido como hornblenda e totaliza 20% do granulito máfico, a dimensão varia de 0,6 a 2,7 mm. O hábito é tabular a granular, com pleocroísmo variando de verde escuro a castanho e apresenta clivagem característica. As alterações são para clorita.

O plagioclásio perfaz 15% da rocha e sua dimensão varia entre 0,9 a 1,7 mm. Foi reconhecido como andesina pelo método estatístico Michel-Lévy, é incolor, com cor de interferência geralmente cinza e os grãos estão subédricos a anédricos, com o formato tabular a granular. A macla é polissintética e os processos de alteração geram sericita e argilominerais. O quartzo é raro chegando a 1% do granulito máfico, possui tamanho entre 0,3 e 0,8 mm. Tem hábito granular, é incolor, apresenta em algumas seções extinção ondulante, sem alteração e com sinal óptico uniaxial positivo diagnóstico. Os seguintes minerais alcançam baixas porcentagens no granulito félsico, chegando a 1% como um todo. A apatita ocorre em grãos arredondados de até 0,2 mm, o zircão é raro e está incluso no plagioclásio e hornblenda e os opacos ocorrem dispersos na lâmina como um todo.

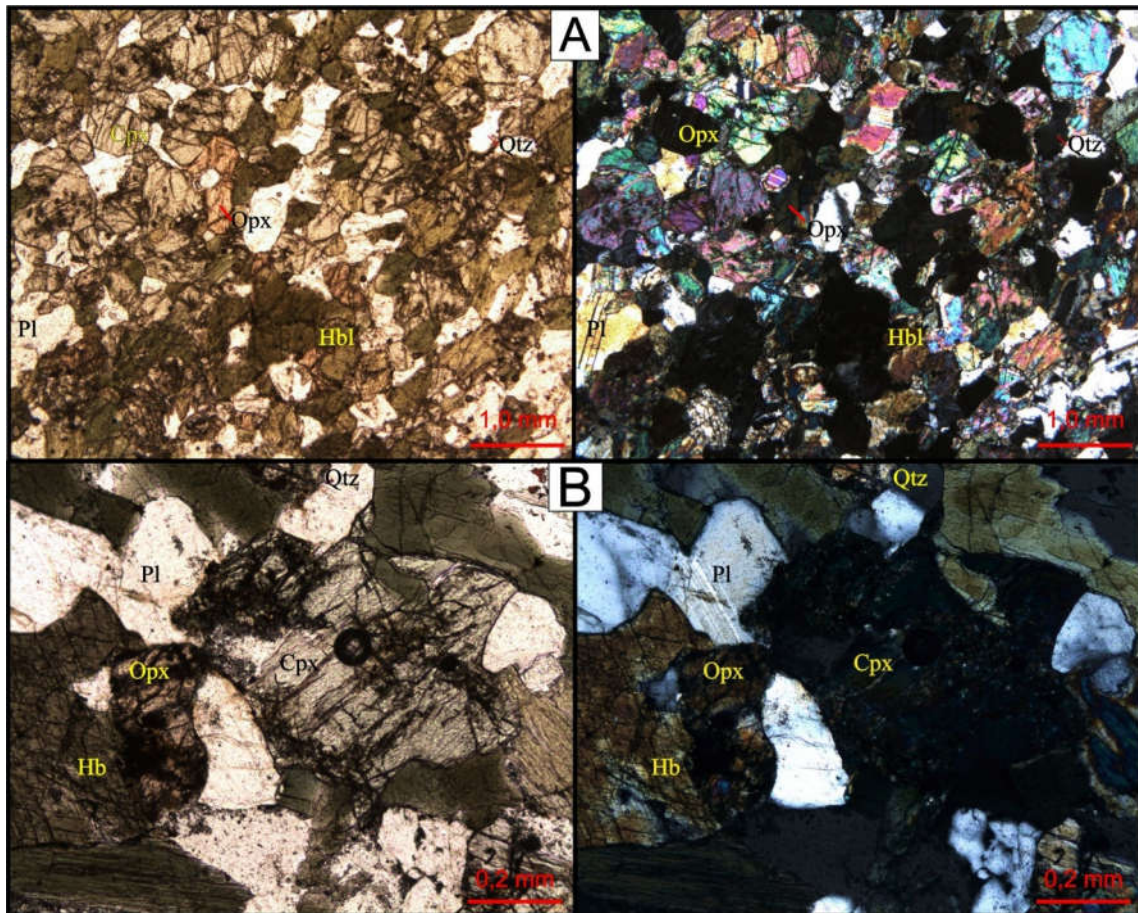


Figura 9. Fotomicrografias do granulito máfico. A) textura granoblástica formada por grande percentual de piroxênio (principalmente hiperstênio) e hornblenda e raros cristais de plagioclásio (andesina) e quartzo; B) fotomicrografia aproximada mostrando a existência do ortopiroxênio (hipertênio) e clinopiroxênio (diopsídio). Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita.

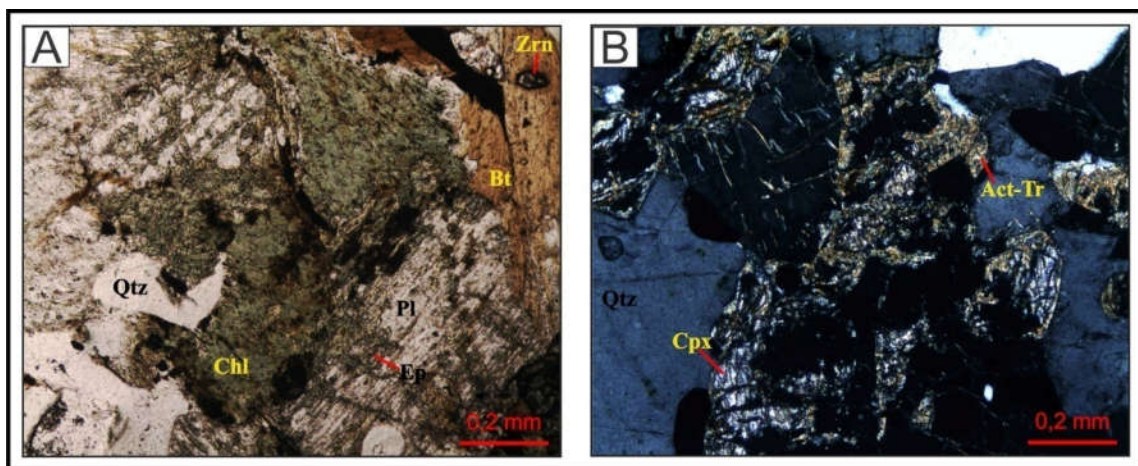


Figura 10. Fotomicrografias evidenciando o retrometamorfismo dos granulitos. A) Agregado de clorita, biotita, epidoto e sericita; B) diopsídio parcialmente substituído por actinolita-tremolita. Polarizadores paralelos em (A) e cruzados em (B).

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

## CAPÍTULO V

### CONCLUSÃO

---

#### V. 1. Discussões e conclusões

O embasamento pré-andino, na cordilheira dos Andes bolivianos, é formado por terrenos pré-cambrianos expostos em janelas estruturais, sendo o Granulito Uyarani uma ocorrência dessa natureza no Altiplano Andino, na porção oeste da Bolívia. Trata-se de uma exposição em uma serra de pequeno porte, com extensão em torno de 32 km<sup>2</sup>. No mapa de Troeng *et al.* (1994) percebe-se que uma pequena porção do Granulito Uyarani é deslocada para Sul pela Falha de San Andres, e esta unidade encontra-se parcialmente recoberta ao N e NW pelo ignimbrito da Formação Pérez (Troëng *et al.*, 1994). Este ignimbrito apresenta-se como uma rocha piroclástica formada por fluxo de púmice de cor cinza-clara, com diversos clastos de fragmentos de rocha, minerais e vidro, bem como vacúolos por escape de gás, que cobre parcialmente os granulitos, em contato discordante.

As rochas do Granulito Uyarani, unidade estratigráfica definida neste trabalho, são divididas, petrograficamente, em granulitos félsicos dominantes e granulitos máficos que ocorrem em enclaves de até 5 metros de comprimento constituindo grande volume ao longo de todo o corpo.

É possível nomear detalhadamente os granulitos, usando o nome raiz e a respectiva mineralogia. A banda félsica do granulito félsico pode ser denominada de biotita-hiperstênio granulito e a banda máfica de hiperstênio±hornblenda granulito e o granulito máfico recebe o nome de hornblenda-hiperstênio granulito.

Diques máficos de composição basáltica e granulação muito fina de larguras centimétricas a métricas e diques félsicos de granulação fina a pegmatítica, compostos por quartzo, feldspato alcalino e magnetita cortam as rochas do Granulito Uyarani. Os diques félsicos são originários do protólito ígneo do granulito félsico, já os diques máficos são associados ao vulcanismo Andino recente que ocorre na região.

A análise estrutural demonstra o caráter polideformado das rochas do Granulito Uyarani, com registro de pelo menos de três fases de deformação F1 (bandamento S1), F2 (xistosidade S2, superimposta ao bandamento S1, e dobras recumbentes D2) e F3 (dobras abertas D3), bem como, a existência de tectônica rúptil marcada por fraturas e falhas coincidentes com a orientação da terceira fase de deformação. As duas primeiras fases deformacionais são atribuídas à evolução estrutural pré-cambriana, sendo a F2 vinculada a Orogenia Sunsás, conforme idades Ar-Ar e Sm-Nd discutidas a seguir. Possivelmente, as dobras abertas e falhas reversas descritas na fase F3 sejam manifestações tectônicas relacionadas à evolução do Cinturão Andino.

Duas paragêneses metamórficas, M1 e M2, são atribuídas a estas rochas. A M1 é relacionada à primeira fase de deformação, fase F1, responsável pelo desenvolvimento do dobramento gnáissico, alcançando condições metamórficas de fácies granulito para o conjunto de rochas máficas e félsicas, com geração de silicatos ferromagnesianos, predominantemente desitratados (orto e clinopiroxênio), a presença de feldspatos e ausência de muscovita primária é imprescindível. Durante a fase de deformação F2, desenvolve-se uma foliação S2 plano-axial à D2 e paragênese metamórfica M2, com neoformação de biotita, clorita, sericita, epidoto, anfíbólio (actinolita-tremolita) e calcita, caracterizando retrometamorfismo para fácies xisto verde. A deformação F3 é posterior e, aparentemente, não está vinculada ao metamorfismo, sendo apenas marcada por estruturas rasas, que devem estar associadas à tectônica andina.

As assinaturas químicas do granulito félsico revelam que o protólito foi gerado por um magmatismo cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, magnesiano; enquanto o estudo geoquímico dos enclaves de granulito máfico mostra a existência de um magma básico associado. A geologia, petrografia e geoquímica em conjunto sugere um ambiente convergente, de arco magmático com a ocorrência de mistura de magmas.

As idades de cristalização do granulito félsico disponíveis na literatura são contraditórias e têm erros elevados,  $1859 \pm 200$  Ma (Troeng *et al.*, 1994) e  $2020 \pm 130$  Ma (Wörner *et al.*, 2000) obtidas, respectivamente, pelos métodos Rb/Sr, em rocha total e U/Pb, em zircão. A análise U/Pb (SHRIMP) em zircão, obtida nesse trabalho, revelou uma idade de cristalização de  $1736 \pm 5.1$  Ma do granulito félsico considerada como a mais adequada para essas rochas devido aos valores semelhantes do intercepto superior e idade concórdia e natureza magmática dos zircões, sugeridas pelas razões Th/U de 0,30 a 0,92. Não foi possível obter a idade do granulito máfico por não ser obtido zircão após preparação da mesma.

Considerando as idades apresentadas por Wörner *et al.* (2000), através dos métodos U/Pb em zircão de  $1157 \pm 60$  Ma, Ar/Ar em hornblenda com um platô de  $982 \pm 2$  Ma e Sm-Nd por isócrona mineral de  $1008 \pm 16$  Ma sugerem a atuação de um episódio termal regional, associado à evolução da Orogenia Grenvilliana-Sunsás, nas rochas granulíticas.

Com base nos dados obtidos nesse trabalho, admite-se que a parte félsica do Granulito Uyarani é formada por rochas ortoderivadas, cujo protólito ígneo formou-se no Estateriano, Paleo-proterozóico, correlacionado cronologicamente ao Complexo Lomas Manechis, do Terreno Paraguá, da Província Rondoniana-San Ignacio (Litherland *et al.*, 1986; Bettencourt *et al.*, 2010; entre outros). As idades mais jovens, apresentadas por Wörner *et al.* (2000), sugerem que esse fragmento crustal foi posteriormente retrabalhado pela Orogenia Sunsás durante o Toniano, no Neo-proterozoico, que afeta toda a borda oeste do Cráton Amazônico, da Colômbia a Bolívia. Sugerindo que a conexão do Granulito Uyarani com o Cráton Amazônico está vinculada à aglutinação do supercontinente Rodínia.

Com a proposta de buscar a contínua evolução do conhecimento geológico da região sugerimos a realização das análises geocronológicas U-Pb do granulito máfico (enclave), Sm-Nd em rocha total do granulito félsico e máfico e Ar-Ar do granulito félsico, o que pode levar a interpretações mais precisas quanto à idade de geração do enclave, ambiente gerador e eventos metamórficos que atingiram as rochas do Granulito Uyarani.

Também propomos que seja realizado um estudo específico do ignimbrito da Serra Uyarani, envolvendo caracterização geológica, petrografia e geocronologia, ainda não efetuados, para poder assim associá-los ou não com a Formação Pérez, interpretado por Troeng *et al.*, (1994) através de análise de campo e proximidade litológica.

## Referências

- Artini E. and Melzi G. 1900. Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. *Memorie delRegio Istituto Lombardo di Scienze e Lettere*, 18: 219-390.
- Bahlburg H., Hervé F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**:869–84.
- Behr H.J., den Tex E.D., de Waard D., Mehnert K.H., Scharbert H.G., Sobolev V.S., Watznauer A., Zoubek V., Zwart H.J. 1971. Granulites - Results of a discussion., N. Jb. Mineral, Monatshefte-Stuttgart, 97-123.
- Berthelsen A. 1960. Structural studies in the Precambrian of western Greenland. II. Geology of Torquassap Nuná. - Grönlands geologiske Undersogelse. *Bulletin*, **25**:1-223.
- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.B., Ruiz A.S., Matos R., Payolla B.L., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SWAmazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(1):28-46.
- Brito Neves B.B. 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção deGondwana. *Rev. Brasil. Geociênc.*, **33**:77–88.
- Brito Neves, B.B. (Ed.). 2011. *Glossário de geotectônica*. Oficina de textos, São Paulo, 197 pp.
- Bucher K. and Frey M. 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, Berlin, 318 pp.
- Cawood P.A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* **69**: 249-279.
- Cobbing E.J., Ozard J.M., Snelling N.J. 1977. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**:241-246.
- Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, **18**:303–32.
- Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**:329–33.
- Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S., Taylor A.M. 1959. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. In: *Geochim. Cosmochim.*, 17, *Atas*, p. 53-107.
- Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) 2000. *Tectonic Evolution of South America. 31st Int. Geol. Congr.*, Rio de Janeiro.
- Cordani U.G., Cardonna A., Jimenez D.M., Liu D., Nutran A.P. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: tectonic history of remnants from a fragmented Grenville belt. In: Vaughan A.P.M., Leat P.T., Pankhurst R.J. (eds.): *Terrane Processes at the Margin of Gondwana*. Geological Society of London, 246, Special Publication, p:329-346.
- Cordier P.L.A. 1868. Description des roches composant l'écorce terrestre et des terrains cristallins constituant le sol primitif (Ch D'Orbigny, ed.). Savvy, Dunod, Paris, 533pp.
- Cronstedt A. 1758. *Försök til Mineralogie eller Mineral-rikets Uppställning*. 2nd edition, Stockholm, 303pp.
- Dalmayrac B., Lancelot J.R., Leyreloup A. 1977. Two-billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast. *Science*, **198**:49–51.
- Dalziel I.W.D. 1997. Overview: Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculations. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **109**:16–42.
- Dalziel I.W.D., Forsythe R.D. 1985. Andean evolution and the terrane concept. In *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region*, ed. DG Howell, pp. 565–81. Circum-Pac.- Counc. Energy Miner. Resour., Earth Sci. Ser. 1.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

Debon F., Le Fort P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences.*, **73**:135-149.,

Engelbrecht Ch.A. 1802. Kurze Beschreibung des Weisssteins, einer im geognostischen System bis jetzt unbekannt gewesenen Gebirgsart. Schr. Linneschen Gesell., 26-34. Leipzig.

Eskola P. 1915. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Comm. geol. Finlande Bull.*, **44**: 1-107.

Eskola P. 1920. The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.* **6**: 143-194.

Eskola P. 1939. Die metamorphen Gesteine. In: Barth T.F.W., Correns C.W., Eskola P. (eds.) *Die Entstehung der Gesteine*. Springer, Berlin, p.: 422.

Fettes D., Desmons J. (Eds.) 2007. Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms. Cambridge University Press, Cambridge, 244 p.

Fucks R.A., Brito Neves B.B., Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Res.*, **160**:108–26.

Geraldes M.C. (Eds.) 2010. *Introdução à geocronologia*. Sociedade Brasileira de Geociências, São Paulo, 146 pp.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society.*, **19**:67-81.

Hoffman P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?. *Science*, **252**:1409-1412.

doi:10.1126/science.252.5011.1409.

Howell D.G. 1985. Terranes. In: Moores E. (Ed.). 1990. Shaping the Earth - Tectonics of Continents and Oceans. 7, Chapman & Hall, p. 112-124.

Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. and Soares Junior, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

Irvine I. N. & Baragar W. R. A. 1971. A Guide To The Chemical Classification Of The Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal Earth Science*, **8**:523-548.

Jaillard E., Hérail G., Monfret T., Díaz-Martínez E., Baby P. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia y Northernmost Chile. See Cordani *et al.* 2000, pp. 481–559.

James D.E. 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**:3325–46.

Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**(6):1255-1259.

Justi J.H.G.V. 1756. Grundriss des gesamten Mineralreiches. Göttingen, 233pp.

Kay S.M., Orrell S., Abbruzzi J.M. 1996. Zircon and whole rock Nd–Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology* **104**: 637–648.

Keppie J.D., Solari L.A., Ortega-Gutiérrez F., Ortega-Rivera A., Lee J.W.K., Hames W.E. 2004. U–Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar constraints on the cooling history of the northern Oaxacan complex, southern Mexico: tectonic implications. In: Tollo R.P., Corriveau L., McLelland J.B., Bartholomew G. (eds.) *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville Orogen in North America*. Geological Society of America Memoir, 197, p.: 771–781.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

La Roche H. de, Leterrier J., GrandClaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**(2):183-210.

Lehmann B. 1978. A Precambrian core sample from the Altiplano. *Bolivia. Geol. Rundsch.*, **67**:270-78.

Le Maitre, R.W. (Ed.) 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193 pp.

Le Maitre, R.W. (Ed.) 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Cambridge University Press, Cambridge, 236pp.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevskaya S.A., Thrane K., Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research* **1-2**:179-210.

Litherland M.; Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.I., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Llanos A., Mitchell W.I., O'Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. *Overseas Memoir/ British Geological Survey*, London, **9**:1-153.

Loewy S.L., Connelly J.N., Dalziel I.W.D. 2004. An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America, Bulletin*, **116**:171-187.

Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**:635-643.

Matos, J.B., Juliani, C., Tokashik, C.C., Oliveira, R.F., Ruiz, A.S. 2013. Granulitos Ortoderivados da Suíte Lomas Manechis, Fronteira Brasil-Bolívia – Geoquímica e Geocronologia. In: XIII Simpósio da Amazônia, p:305-308.

McLeod C.L., Davidson J.P., Nowell G.M., de Silva S.L., Schmitt A.K. 2013. Characterizing the Continental Basement of the Central Andes: Constraints From Bolivian Crustal Xenoliths. *Geological Society of America Bulletin*, **125**:985-997.

Mehnert, K. R., 1972. Granulites - Results of a discussion II. N. Jb. Mineral., Monatshefte-Stuttgart, 139-150.

Merriman R. J. and Frey M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Frey M. and Robinson D. (eds.) *Low-grade metamorphism*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, p.: 10-60.

Mezger K., Hanson G.N., Bohlen S.R. 1989. High precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes. *Earth and Planetary Science Letters*, **96**:106-118.

Miyashiro A. 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Allen & Unwin, London, 492 pp.

Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**:321-355.

Miyashiro A. 1994. Metamorphic Petrology. UCL Press, London, 404 pp.

Monger J.H.W., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J. 1982. Tectonic accretion and the origin of two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera. *Geology*, **10**:70-75.

Mpodosis C, Forsythe R. 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in Southern South America. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **41**:103-24.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

Mpodozis, C., Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series Houston*, **11**:59–90.

Nakamura K. 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**:1-16.

Neves S.P. (Ed.) 2008. *Dinâmica do manto e deformação continental: uma introdução à geotectônica*. Editora Universitária da UFPE, Recife, 168 pp.

Oliveira J.R., Ruiz A.S., Souza M.Z.A., Salinas R.M. 2015. Análise estrutural e metamórfica das rochas do Cerro Uyarani: janela tectônica pré-cambriana no altiplano boliviano. *Simp.Nac. Est. Tect.*, **15**:55-58.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4):956-983.

Pindell J.L. e Kennan L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James K. H., Lorente M.A., Pindell J. L. (eds.) *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, 328, p.: 1–55.

Powell C. McA., Jones D.L., Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D. 2001. Paleomagnetic constraint on the position of the Kalahari craton in Rodinia. *Precambrian Research*, **110**:33-46.

Ramos V.A. 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste Argentino. *Rev. Inst. Cienc. Geol.*, **6**:13–28.

Ramos V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic—Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, **11**:168–74.

Ramos V.A. 2008a. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review on Earth and Planetary Sci.*, **36**:289–324.

Ramos V.A. 2010a. The Grenville-Age Basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:77–91.

Rapela C.W., Pankhurst R.J., Casquet C., Fanning C.M., Baldo E.G., González Casado J.M., Galindo C., Dahlquist J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, **83**:49–82.

Restrepo-Pace P.A., Ruiz J., Gehrels G., Cosca M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for late Proterozoic–early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**:427–441.

Ruiz A.S. 2009. Compartimentação tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil. In: XVIII Congresso Geológico Boliviano, 18, *Actas*, p.159-163.

Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., McNaughton N.J., Mato R.S., Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in the West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**:120-152.

Sederholm J.J. 1897. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. *Bull. Comm. geol. Fin.* **23**:91-110.

Stelzner A. 1871. Untersuchungen im Gebiete des sächsischen Granulitgebirges. *Neu. Jahrb. Mineral. Geol.*, **XX**:244-249.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1–33.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

Tohver E., Van der Pluijm B.A., Van der Voo R., Rizotto G., Scandolara J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**:185-200.

Tosdal R.M. 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, **15**:827-42.

Troeng B., Soria E., Claure H., Mobarec R., Murillo F. 1994. Descubrimiento de Basamento Precámbrico en la Cordillera Occidental Altiplano de los Andes Bolivianos. In: XI Congreso Geológico Boliviano. La Paz, *Atas*, p. 231-236.

Turner F.J. 1968. Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects. McGraw-Hill, New York, 403 pp.

Turner F.J. 1981. Metamorphic Petrology. 2nd ed. McGraw-Hill, New York, 524 pp.

Vogel D.E. 1967. Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal. *Leidse geol. Meded*, **40**:121-213.

Wasteneys H.A., Clark A.H., Farrar E., Langridge R.J. 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa massif: a Laurentia-Gondwana link. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **132**:63-73.

Winkler H.G.F. 1974. Petrogenesis of metamorphic rocks. 3rd ed. Springer, Berlin, 320 pp.

Wörner G., Lezaun J., Beck A., Heber V., Lucassen F., Zinngrebe E., Rössling R., Wilke H.G. 2000. Precambrian and Early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belén (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *South America Earth Sci.*, **13**:717-37.

Yardley B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Science Series, Singapore, 248 pp.

## **ANEXO 1 Artigo submetido**

Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico

Cerro Uyarani - A Pre-Cambrian Structural Window at the Bolivian Plateau: Petrogenesis and Tectonic Meaning

Cerro Uyarani - Petrogênese e Significado Tectônico

Juliana Rezende de Oliveira - Programa de Pós Graduação em Geociências, Faculdade de Geociências - Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá (MT), Brasil; Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM). E-mail: ju\_azuma@hotmail.com (Avenida Agrícola Paes de Barros num.: 682 Edifício Ilhados Açores, apto.: 1102 Bloco B, Bairro: Cidade Alta, Cidade: Cuiaba, Estado: Mato Grosso, Brasil, CEP: 78030210, cel: (65) 92076109)

Maria Zélia Aguiar de Sousa-Faculdade de Geociências -Faculdade de Geociências - Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá (MT), Brasil; Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM). E-mail: prof.mzaguiar@gmail.com

Amarildo Salina Ruiz - Faculdade de Geociências - Universidade Federal de Mato Grosso – UFMT, Cuiabá (MT), Brasil; Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM). E-mail: asruiz@gmail.com

Gerardo Ramiro Matos Salinas - Departamento de Geologia, Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente - IGEMA, Universidad Mayor de San Andrés – UMSA, La Paz, Bolívia.E-mail: rmatoss@yahoo.com

Número de palavras: 7.230

Total de figuras: 26

Total de tabelas: 2

## RESUMO

O embasamento pré-andino é formado por terrenos paleoproterozoicos como o Terreno Arequipa-Antofalla e dentre suas unidades ocorre o Granulito Uyarani, parcialmente recoberto por sedimentos quaternários e por um Ignimbrito do Neógeno. O Granulito Uyarani é caracterizado neste trabalho como um granulito félsico que apresenta enclaves de granulito máfico. A análise estrutural demonstra o caráter polideformado destas rochas, com três fases de deformação  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$  e tectônica rúptil marcada por fraturas e falhas na  $F_3$ . A fase  $F_1$  é ligada ao metamorfismo  $M_1$  que alcançou condições de fácies granulito para o Granulito Uyarani, já na fase  $F_2$  ocorre o  $M_2$ , como um retrometamorfismo para fácies xisto verde. A litoquímica mostra que os granulitos foram gerados por mistura de magma, o protólito do granulito félsico apresenta magmatismo cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso e magnesiano, já os enclaves de granulito máfico revelam um magmatismo cálcio-alcálico. A análise geocronológica revelou uma idade de cristalização de  $1736 \pm 5.1$  Ma para os granulitos félsicos enquanto a idade de metamorfismo já existente de  $1157 \pm 60$  Ma indica a atuação de um episódio termal regional associado à evolução da Orogenia Grenvilliana-Sunsás, também nas rochas granulíticas estudadas sugerindo sua conexão com as faixas móveis da Província Geocronológica Sunsás do SW do Cráton Amazônico.

**PALAVRAS-CHAVE:** Granulito Uyarani; embasamento pré-Andino; metamorfismo de alto grau; Orogenia Grenvilliana-Sunsás.

## ABSTRACT

The pre-Andean basement consists paleoproterozoic terranes as well as the Arequipa-Antofalla Terrane, and among its outcrops occurs the Uyarani Granulite partially covered by quaternary sediments and a Neogene ignimbrite. The Uyarani Granulite is characterized in this paper as a granulite felsic who presenting enclaves of mafic. The structural analysis reveals the polydeformed character of these rocks which have undergone three phases of deformation  $F_1$ ,  $F_2$  and  $F_3$  and a brittle event marked by  $F_3$  fractures and faults. The  $F_1$  stage is related to the  $M_1$  granulite facies metamorphism acting on the Uyarani Granulite, while the  $F_2$  phase is marked by  $M_2$ , for greenschist facies retro-metamorphism. Lithochemistry reveals that the granulites are originated by mixing magma, the protolith of felsic granulite has a calc-alkaline signature, varying from metaluminous to peraluminous, magnesian, however the Mafic Granulite enclaves reveal calc-alkaline magmas. Geochronological analysis yielded a crystallization age of  $1736 \pm 5.1$  Ma for the felsic granulites while a already existing metamorphic age of  $1157 \pm 60$  Ma indicate the involvement in a regional thermal episode associated with the evolution of the Grenvillian-Sunsás Orogeny also in the studied granulites rocks, suggesting though its relationship with mobile belts of the geochronological Sunsás Province in the SW Amazon Craton.

**KEYWORDS:** Uyarani Granulite; pre-Andean basement; high-grade metamorphism; Grenvillian-Sunsas Orogeny.

## INTRODUÇÃO

O embasamento pré-Andino foi inicialmente considerado como uma aglomeração de terrenos autóctones, ou seja, parte integrante da margem oeste do atual continente sul americano desde a configuração do Super Continente Rodínia (James, 1971; Cobbing *et al.*, 1977; Dalmayrac *et al.*, 1977). Porém, segundo Coira *et al.* (1982), Monger *et al.* (1982), Dalziel & Forsythe (1985), Ramos (1986), Loewy *et al.* (2004), Rapela *et al.* (2007), este embasamento é formado por diversos terrenos suspeitos acrescidos à margem do Cráton Amazônico.

O Terreno Arequipa-Antofalla registra idades paleoproterozoicas (Dalmayrac *et al.*, 1977; Cobbing *et al.*, 1977; Shackleton *et al.*, 1979; Wörner *et al.*, 2000; Loewy *et al.*, 2004) e de acordo com Ramos (2008a) teria uma relação direta com a formação do arco magmático Sunsás, por ter atuado como um terreno intermediário entre o Cráton Amazônico e Laurentia durante o Mesoproterozoico.

Encontra-se nos limites do Terreno Antofalla a Cerro Uyarani, parcialmente recoberto por sedimentos quaternários e por um Ignimbrito Pliocênico. São granulitos félsicos com enclaves de granulito máfico, revelados por um alçamento do embasamento, sendo assim, um importante registro da história geológica pré-cambriana dos terrenos. São rochas analisadas do ponto de vista geocronológico e geoquímico por Wörner *et al.* (2000), porém, não possui um mapeamento geológico de detalhe, tampouco análise estrutural-metamórfica e a geoquímica precisa ser mais detalhada, o que leva à necessidade de estudos mais aprofundados nesta região.

O objetivo deste trabalho é contribuir com o entendimento da evolução geológica e tectônica do embasamento andino, buscando definir a relação do Terreno Antofalla com o Cráton Amazônico. O Cerro Uyarani, aqui denominado Granulito Uyarani, consiste no alvo deste estudo que envolve a sua caracterização petrológica, deformação e metamorfismo a ele impostos, e datações geocronológicas U-Pb (SHRIMP) em zircão.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A margem continental andina é dividida em Andes Superior, Central e Inferior (Mpodozis e Ramos, 1990), ao qual estão inseridos na configuração dos Andes Central os Terrenos Arequipa-Antofalla, Marañon, Mejillonia, Chilenia, Cuyania, Famatina e Patagonia (Dalziel & Forsythe, 1985; Ramos 1988, 2008a, 2009b; Fig. 1).

Dalziel (1997), Cordani *et al.* (2000), Jaillard *et al.* (2000), Brito Neves (2003) e Fucks *et al.* (2008) sugerem que o lado oeste do Cráton Amazônico tenha se chocado com Laurentia gerando o arco magmático Sunsás, porém o arco magmático localiza-se muito longe da possível sutura, o que causava dúvidas quanto a essa teoria.

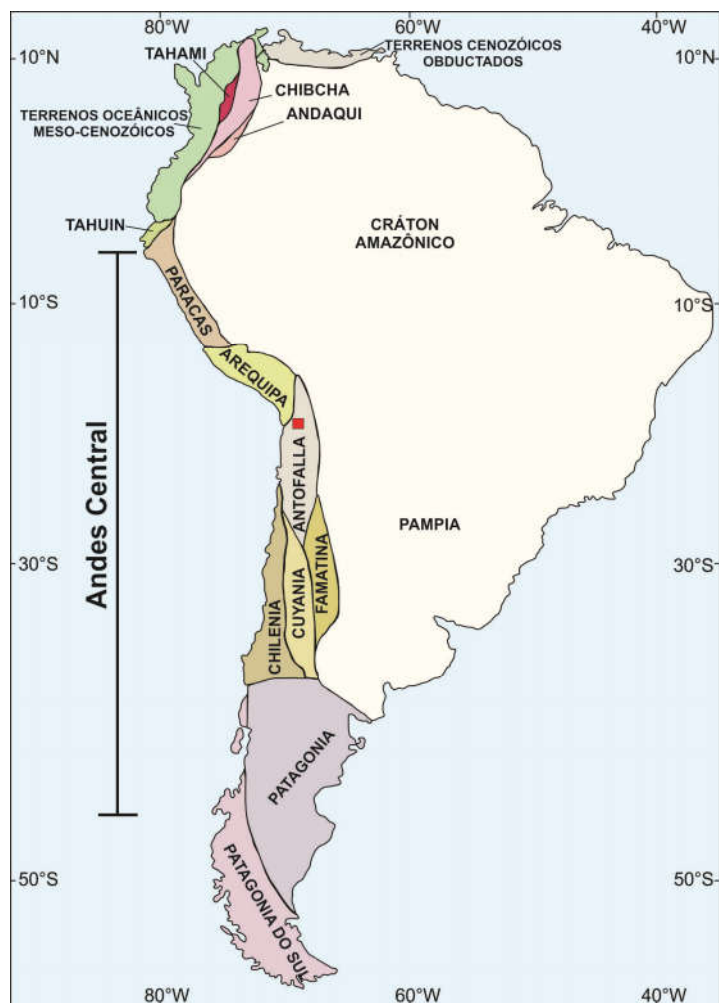


Figura 1. A) Mapa da América do Sul com principais terrenos do embasamento pré-andino, extraído de Ramos (2010a); marcação em vermelho corresponde à região pesquisada.

Posteriormente Loewy *et al.* (2004) propôs que o terreno Arequipa-Antofalla seria intermediário ao Cráton Amazônico e Laurentia, dando um maior sentido ao fato do arco magmático estar longe da sutura.

Ramos (1988) e Bahlburg & Hervé (1997) propõe que os terrenos Arequipa e Antofalla eram dois terrenos distintos que após o primeiro choque passaram a se comportar como um só e segundo Ramos (2008a) o Terreno Antofalla chocou-se com o Cráton Amazônico em três momentos distintos, inicialmente durante a formação do Rodínia, na Orogenia Sunsás, em seguida constituindo o Gondwana pela Orogenia Brasileira e finalmente na Orogenia Andina compondo a estruturação atual do continente Sul-Americano.

O Terreno Arequipa-Antofalla (AA) foi dividido por Loewy (2004; Fig. 2) em três domínios, o primeiro domínio é restrito ao Arequipa, formado por magmatismo e metamorfismo paleoproterozoico, seguido de magmatismos com metamorfismo e deformação no Mesoproterozoico; o segundo domínio fica na porção central do AA, abrangendo os dois terrenos e é caracterizado por magmatismo associado a metamorfismo e deformação durante o mesoproterozoico, o terceiro domínio se estabelece na porção sul do Terreno Antofalla, registrando magmatismo e metamorfismo ordoviciano, que atingiu os três domínios.

O Terreno Antofalla (Fig. 3) estende-se deste a porção oeste de Puna, Argentina até o litoral norte do Chile. Este terreno compreende corpos graníticos e metamórficos orto e

paraderivados de idade pré-cambriana a paleozoica (Lehmann, 1978; Tosdal, 1996; Wörner *et al.*, 2000; Loewy *et al.*, 2004) que registram a história geológica pré-andina, sendo estes Cerro Uyarani, Belén, Quebrada Choja, Sierra Moreno, San Andrés, Berenguela, Saxamar, Cauchari, Cordón de Lila, Limón Verde e Antofalla.

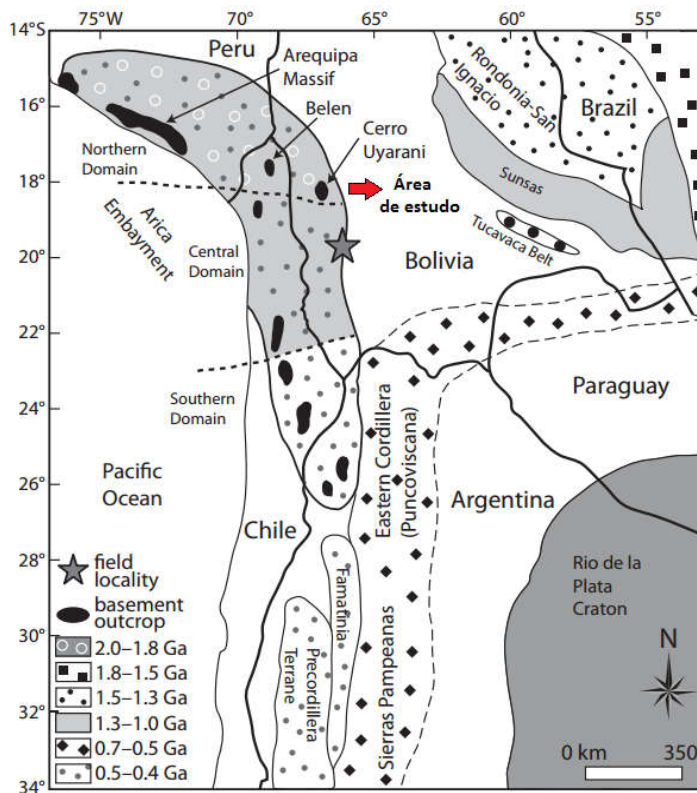


Figura 2. Mapa dos Terrenos Arequipa e Antofalla e das províncias ao seu redor evidenciando a divisão das unidades de embasamento dos Terrenos Arequipa e Antofalla em domínios norte, central e sul. Loewy *et al.* (2004), modificado por McLeod *et al.* (2013).

Foi inicialmente definido pelo Serviço Geológico da Bolívia e se encontra no extremo norte do Terreno Antofalla (Ramos, 1988) como um representante metamórfico do embasamento pré-andino em meio à cadeia de montanhas andina. As rochas desta serra foram descritas inicialmente por Troeng *et al.* (1994), como um gnaiss de composição granítica a granodiorítica, com a ocorrência de um ignimbrito ao norte e oeste do maciço e cobertos por sedimentos quaternários e apresentaram os primeiros resultados radiométricos para os granulitos félsicos, com idade isocrônica Rb/Sr em rocha total de  $1859 \pm 200$  Ma.

Wörner *et al.* (2000) descreve as rochas do Cerro Uyarani como granulito máfico, charnoquito e um fels cálcio-silicatado, apresenta idades U/Pb em zircões, com cristalização em  $2020 \pm 130$  Ma e resfriamento de metamorfismo em  $1157 \pm 60$  Ma, idade Ar/Ar em hornblenda com um platô de  $982 \pm 2$  Ma e uma idade Sm-Nd de  $1008 \pm 16$  Ma, e que estas rochas mostram uma assinatura geoquímica típica de elementos traço de crosta com diferentes níveis de enriquecimento, com enriquecimento em LILE, anomalia positiva de Pb e alta razão LREE/HREE.

Oliveira *et al.* (2015) demonstraram o caráter polideformado dessas rochas, indicando o registro de pelo menos três fases de deformação e duas fases de metamorfismo, que marcam a evolução tectônica pré-cambriana.

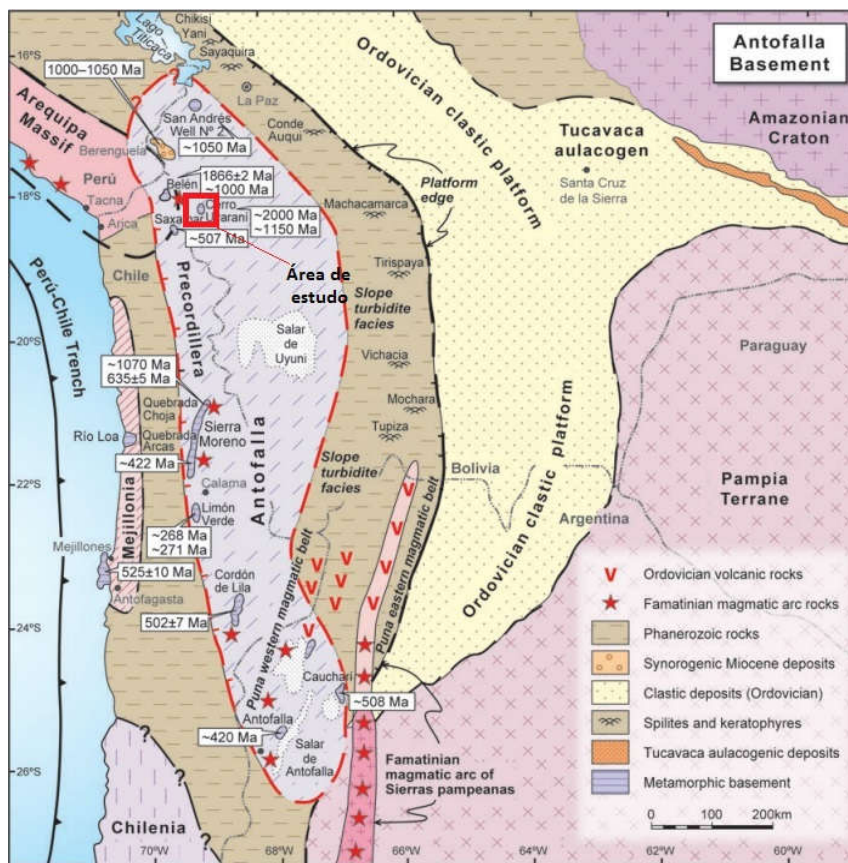


Figura 3. Limites inferidos do Terreno Antofalla e seus corpos graníticos e metamórficos representantes do embasamento (Ramos 2008a).

## GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O Cerro Uyarani, alvo deste estudo, é uma serra de aproximadamente 32 km<sup>2</sup> situada na porção oeste do Altiplano da Bolívia, no departamento de Oruro, Província Sajama, município de Turco. Dista em torno de 45 km do Vulcão Sajama, 175 km do Salar de Uyuni e 290 km de Cochabamba.

Os estudos das rochas do Granulito Uyarani foram realizados a partir da interpretação inicial de imagem de satélite, seguida de mapeamento, em escala 1:25.000, com obtenção de dados geológicos e estruturais, bem como, coleta de amostras para petrografia, geoquímica e geocronologia. Através da interpretação desses dados, foi possível a confecção do mapa geológico e estrutural do Granulito Uyarani (Fig. 4) com a utilização do *software* ArcMap 10.2.1. A confecção das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) e a petrografia microscópica foi realizada a partir da descrição de 42 lâminas.

A unidade alvo deste trabalho é constituída por rochas granulíticas, parcialmente recobertas por litotipos vulcanoclásticos e por sedimentos inconsolidados quaternários eólicos e lacustres (Fig. 5). Dois tipos de granulitos foram identificados, um félsico volumetricamente dominante com bandamento descontínuo e outro máfico que ocorre como enclaves no primeiro, respectivamente denominados de granulito félsico e granulito máfico.

Os enclaves são centimétricos a métricos, apresentando-se dobrados com *boudinage* e morfologia variável entre alongados, arredondados e sigmoidais, sendo também observadas porções pegmatíticas.

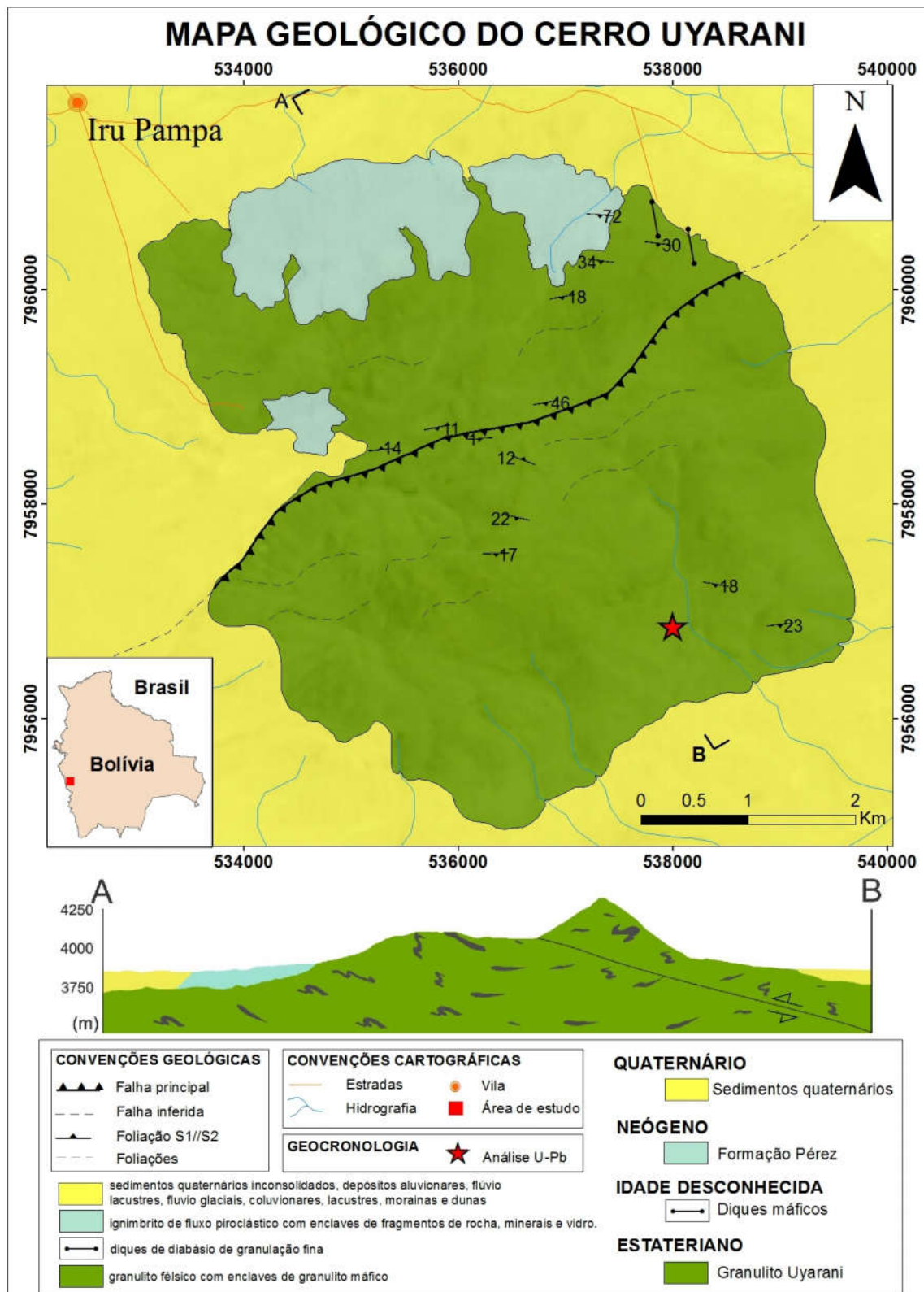


Figura 4. Mapa geológico do Granulito Uyarani, com perfil esquemático AB mostrando as principais estruturas existentes e localização do ponto de amostragem da análise geocronológica.

Na porção N e NW da serra, encontram-se cobrindo parcialmente o Granulito Uyarani, em contato discordante, rochas piroclásticas formadas por fluxo de púmice de cor cinza-clara com diversos clastos de fragmentos de rocha, minerais e vidro, correspondendo a um ignimbrito pliocênico da Formação Pérez (Troëng *et al.*, 1994). Observam-se ainda diques máficos de composição basáltica e granulação muito fina de larguras centimétricas a métricas e diques félsicos de granulação fina a pegmatítica, compostos por quartzo, feldspato alcalino e magnetita.

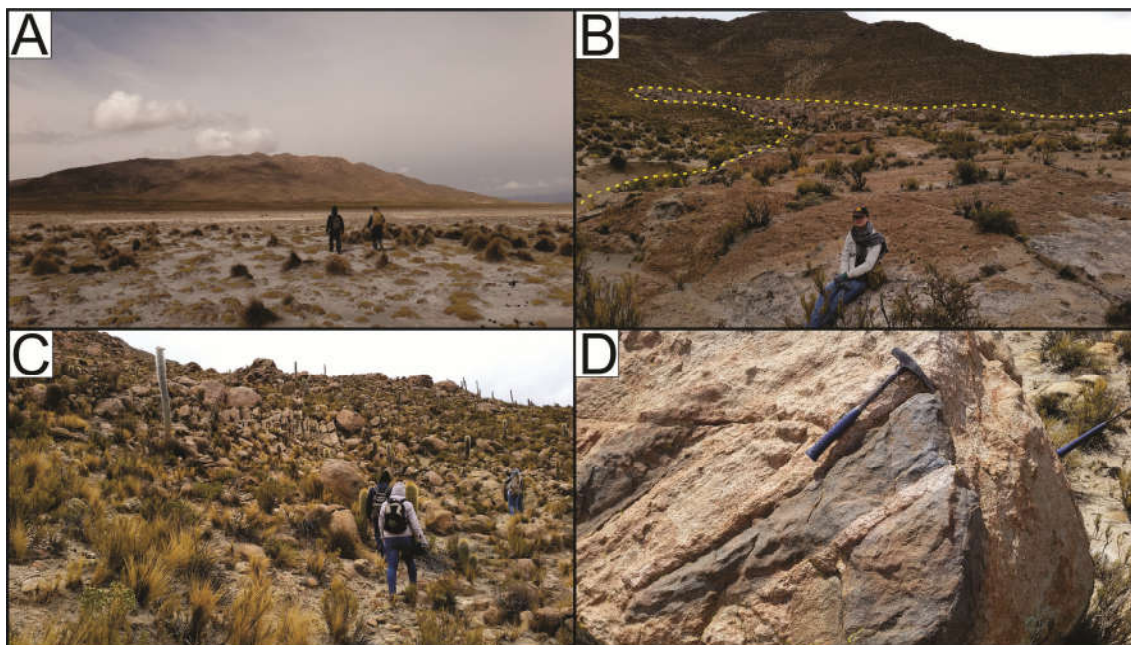


Figura 5. Fotos do Granulito Uyarani. A) Vista da Serra Uyarani; B) ) ignimbrito cobrindo parcialmente as rochas do Granulito Uyarani; C) foto mostrando a abrangência dos afloramentos de granulito félsico D) enclaves de granulito máfico no granulito félsico e dique pegmatítico félsico cortando os granulitos.

### Granulito félsico

O granulito félsico apresenta granulação média e bandas félsicas e máficas de cores, respectivamente cinza-rosada e cinza. A primeira é formada principalmente por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo com níveis finos de piroxênio, anfibólio e biotita (Fig. 6A); enquanto a banda máfica constitui-se de intercalações de leitos formados por anfibólio e piroxênio e níveis subordinados quartzo-feldspático (Fig. 6B).

Microscopicamente, o granulito félsico (Fig. 7) apresenta texturas granoblástica a nematoblástica, expressas pela disposição orientada de, principalmente, grãos quartzo-feldspáticos e cristais de piroxênio e anfibólio. A mineralogia principal é composta por feldspato alcalino peritítico, quartzo, plagioclásio (andesina a oligoclásio) por vezes mirmequítico, hiperstênio, diopsídio, hornblenda e biotita; enquanto os minerais de alteração e acessórios estão representados por biotita, granada, clorita, sericita e anfibólio da série actinolita-tremolita, calcita, argilominerais, óxido/hidróxido de Fe (opacos), zircão e apatita.

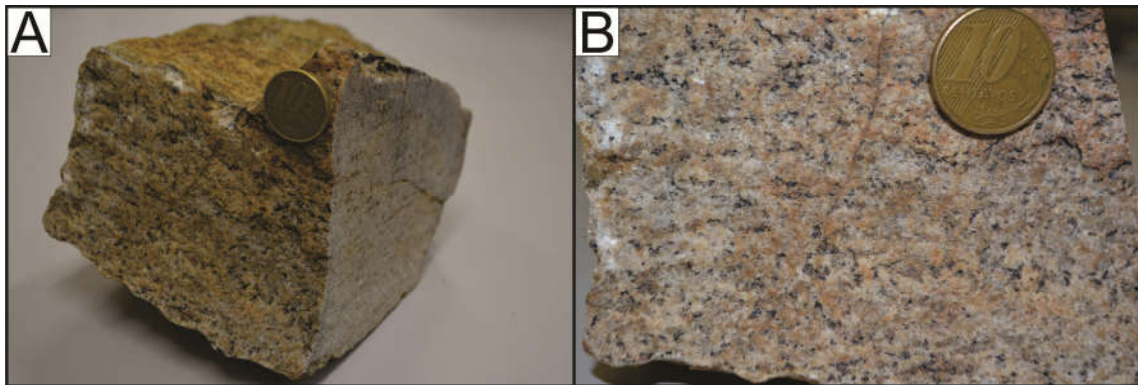


Figura 6. Amostras do granulito félsico. A) bandamento composicional; B) detalhe das intercalações de níveis claros e escuros.

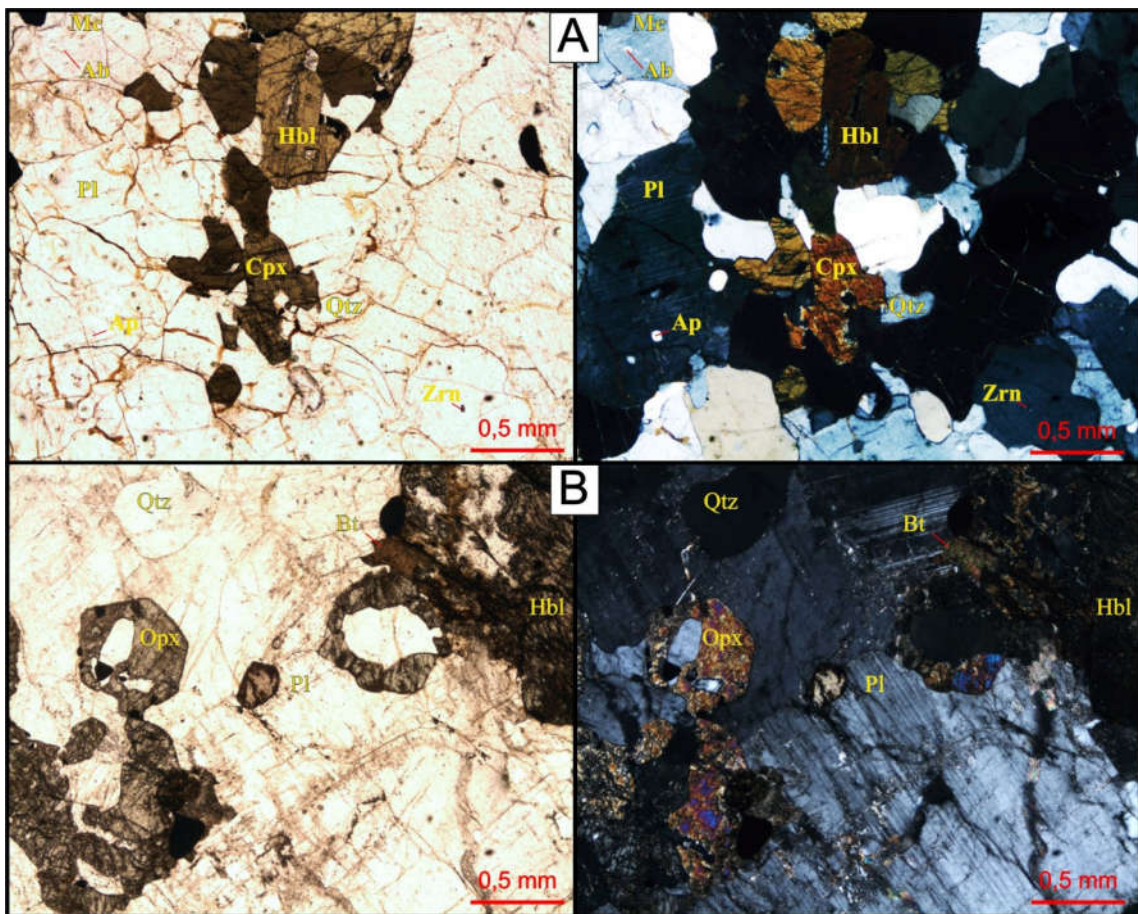


Figura 7. Fotomicrografias do granulito félsico, polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita. A) Microclina, plagioclásio, hornblenda e diopsídio gerando textura granoblástica; B) hiperstênio envolvendo quartzo e associação de hornblenda e biotita, saussuritização do plagioclásio e calcita formando vênulas.

### Granulito máfico (Enclave)

O granulito máfico é cinza-escuro, de granulação variando desde fina até grossa, constituído por hornblenda, plagioclásio, piroxênio e raro quartzo (Fig. 8).

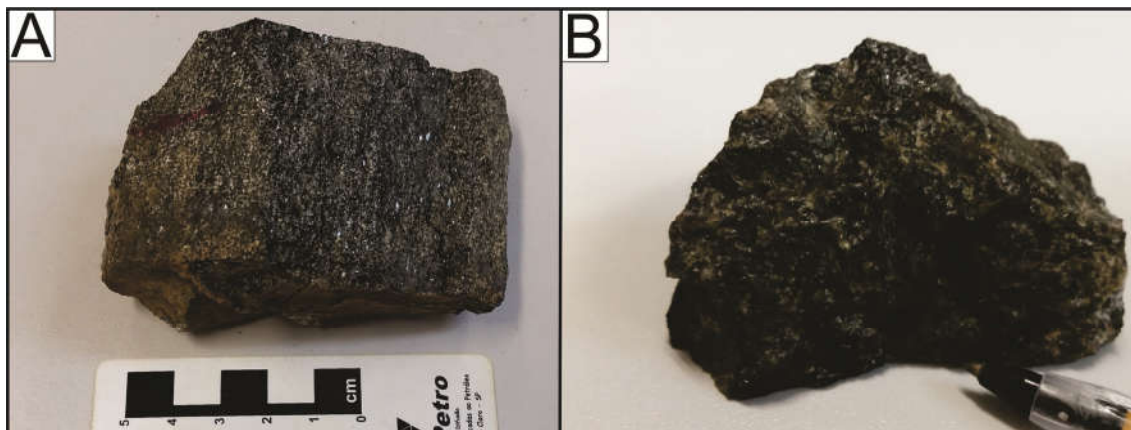


Figura 8. Amostras do granulito máfico de cor cinza-escuro composto por anfibólio, piroxênio, plagioclásio e raro quartzo. A) bandamento milimétrico e granulação fina. B) Granulação grossa.

O granulito máfico (Fig. 9) apresenta textura, predominantemente, granonematoblástica constituída por orto e clinopiroxênio (hiperstênio e diopsídio), hornblenda, plagioclásio (andesina) e raros grãos de quartzo, tendo como minerais de alteração clorita, sericita, talco, actinolita-tremolita e argilominerais já os minerais acessórios são representados por apatita, zircão e opacos (Fig. 10).

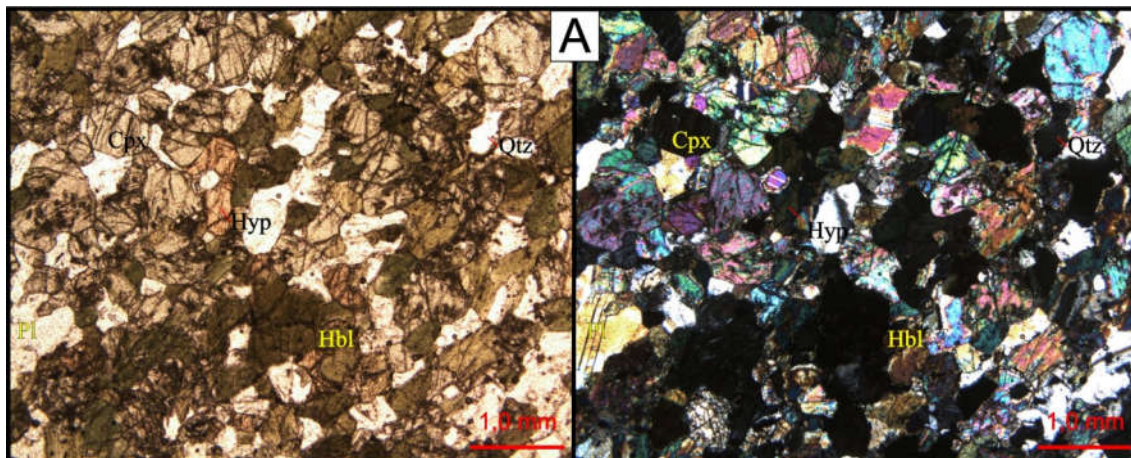


Figura 9. Fotomicrografias do granulito máfico ilustrando textura granonematoblástica formada por grande percentual de piroxênio (hiperstênio) e hornblenda e raros cristais de plagioclásio (andesina) e quartzo. Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita.

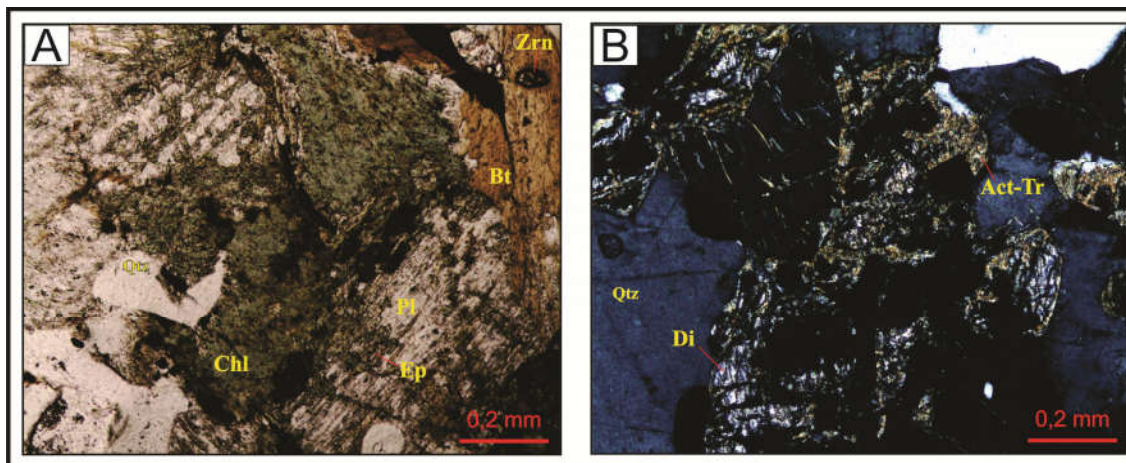


Figura 10. Fotomicrografias evidenciando o retrometamorfismo dos granulitos. A) Agregado de clorita, biotita e epidoto B) diopsídio parcialmente substituído por actinolita-tremolita. Polarizadores paralelos em A e cruzados em B.

## ANÁLISE ESTRUTURAL E METAMORFISMO

As observações em campo e os dados estruturais coletados possibilitaram a interpretação da história deformacional registrada pelas rochas do Granulito Uyarani, para o tratamento dos dados estruturais foi empregado o software livre OpenStereo (Grohmann *et al.*, 2011). Foram identificadas estruturas referentes a comportamentos reológicos dúcteis e rúpteis, assim a apresentação dos dados levará em conta a tectônica dúctil, mais antiga, e a rúptil, mais recente.

### Tectônica Dúctil

É dividida em três fases de deformação para as rochas do Granulito Uyarani, fases  $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ , descritas a seguir.

#### *Primeira fase de deformação ( $F_1$ ) e metamorfismo ( $M_1$ )*

A fase  $F_1$  é responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa  $S_1$  que incide como um bandamento gnáissico (Fig. 11A) de atitude 192/27 mais comum na porção NW do Granulito Uyarani e 360/10 principalmente na região central (Fig. 15). Os enclaves de granulito máfico são foliados, achatados e bandados em concordância com a foliação  $S_1$  (Fig. 11B). A fase de deformação  $F_1$  é associada ao metamorfismo  $M_1$  que possui uma paragênese de fácies granulito representada por hiperstênio, diopsídio, quartzo, andesina ou oligoclásio, biotita e hornblenda (Fig. 7; 9)

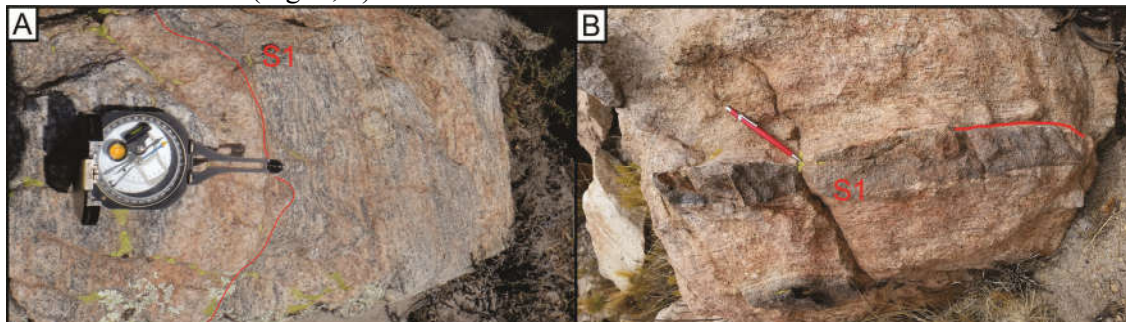


Figura 11. Estruturas geradas na fase de deformação  $F_1$ . A) granulito félsico, evidenciando a separação entre bandas félsicas e máficas e a xistosidade evidente na banda máfica; B) contato entre granulito félsico e enclave de granulito máfico obedecendo à orientação da foliação  $S_1$ , é possível notar a xistosidade na banda félsica do granulito félsico.

*Segunda fase de deformação ( $F_2$ ) e metamorfismo ( $M_2$ )*

A fase de deformação  $F_2$  (Fig. 12) é caracterizada por dobras recumbentes  $D_2$ , desenhadas pelas superfícies do bandamento  $S_1$ , o eixo da  $D_2$  tem atitude 270/25 e o plano axial mede 184/10. A  $S_2$  gera uma xistosidade de 184/10 (Fig. 15) a partir da transposição da  $S_1$  nas charneiras das dobras  $D_2$ , portanto nos flancos das dobras  $D_2$  ocorre  $S_1//S_2$ , porém nas charneiras essas foliações são ortogonais. A orientação de minerais máficos contidos nos planos da xistosidade  $S_2$  evidencia a lineação  $L_2$ , de atitude 90/11 (Fig. 15).

Está relacionado à fase de deformação  $F_2$  o metamorfismo  $M_2$ , com uma paragênese metamórfica que registra um retrometamorfismo evidenciado por venulações e fraturas preenchidas por calcita (Fig. 7B), presença de clorita, actinolita-tremolita, biotita e sericita (Fig. 10).

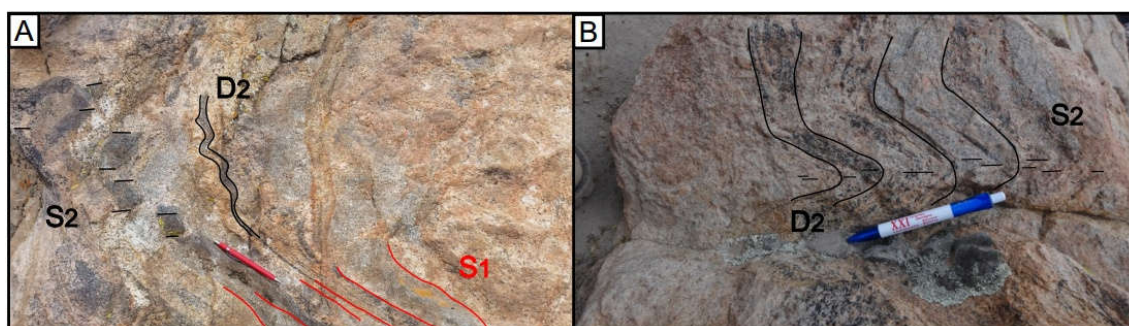


Figura 12. Estruturas geradas na fase de deformação  $F_2$ . A) Granulito bandado e enclaves de Granulito máfico dobrados pela  $D_2$ , nota-se a transposição da foliação  $S_1$  nas charneiras dos enclaves dobrados; B) dobras  $D_2$  desenhadas pela superfície tanto do bandamento do granulito bandado quanto do contato entre o enclave de granulito máfico.

É comum a formação de dobras sem raiz, dobras similares e indicadores cinemáticos em escala macro e microscópica, como enclaves rotacionados, foliação SC e sigmoides que registram um movimento tangencial de baixo ângulo (cavalgamento), com transporte de topo para NW, ao longo de discretas zonas de cisalhamento reverso  $Zc_2$  (Fig. 13).

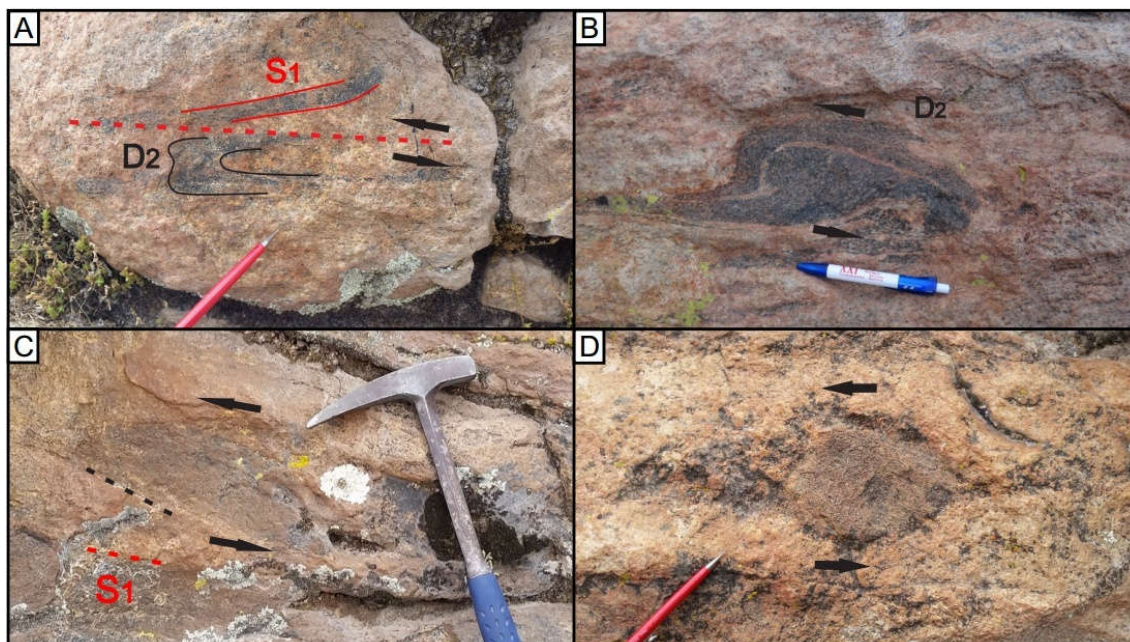


Figura 13. Dobras e indicadores cinemáticos atribuídos à fase  $F_2$  evidenciando movimentos de cavalgamento. A) Dobra  $D_2$  sem raiz ou dobra com estrutura em cabo de guarda-chuva; B) cavalgamento de um flanco da dobra  $D_2$  desenvolvendo um *reverse drag fold*; C) enclave sigmoidal de granulito máfico, oblíquo em relação à xistosidade e ao bandamento; D) enclave rotacionado com sombra de pressão.

### *Terceira fase de deformação ( $F_3$ )*

A fase deformacional  $F_3$  é marcada por dobras  $D_3$  (Fig. 14A; 15) de dimensões centimétricas a kilométricas, desenhadas a partir das foliações  $S_1$  e  $S_2$ , são abertas, simétricas e suaves, seus flancos tem atitudes  $192/27$  e  $360/10$ , e seu plano axial mede  $22/89$ . Exibe uma lineação de intersecção que se comporta como uma clivagem de crenulação  $S_3$  (Fig. 14B; 15) de atitude  $60/05$ .

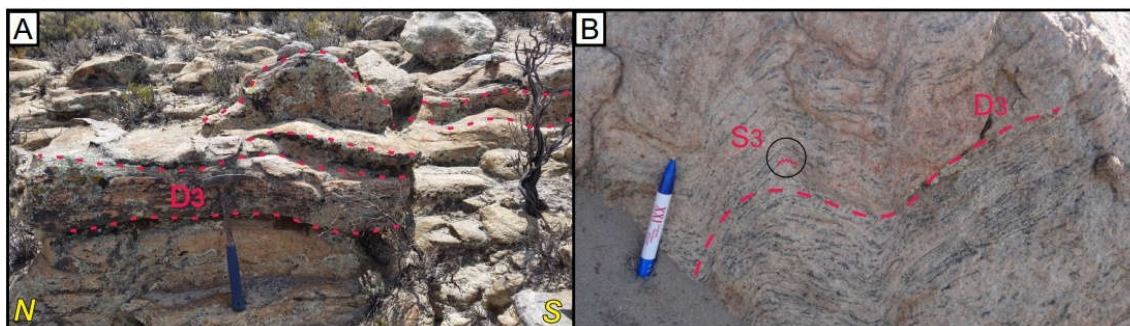


Figura 14. Estruturas geradas na fase de deformação  $F_3$ . A) Dobras  $D_3$  suaves, abertas e simétricas, superimposta sobre o bandamento e a xistosidade pré-existente; B) detalhe para a clivagem de crenulação  $S_3$ .

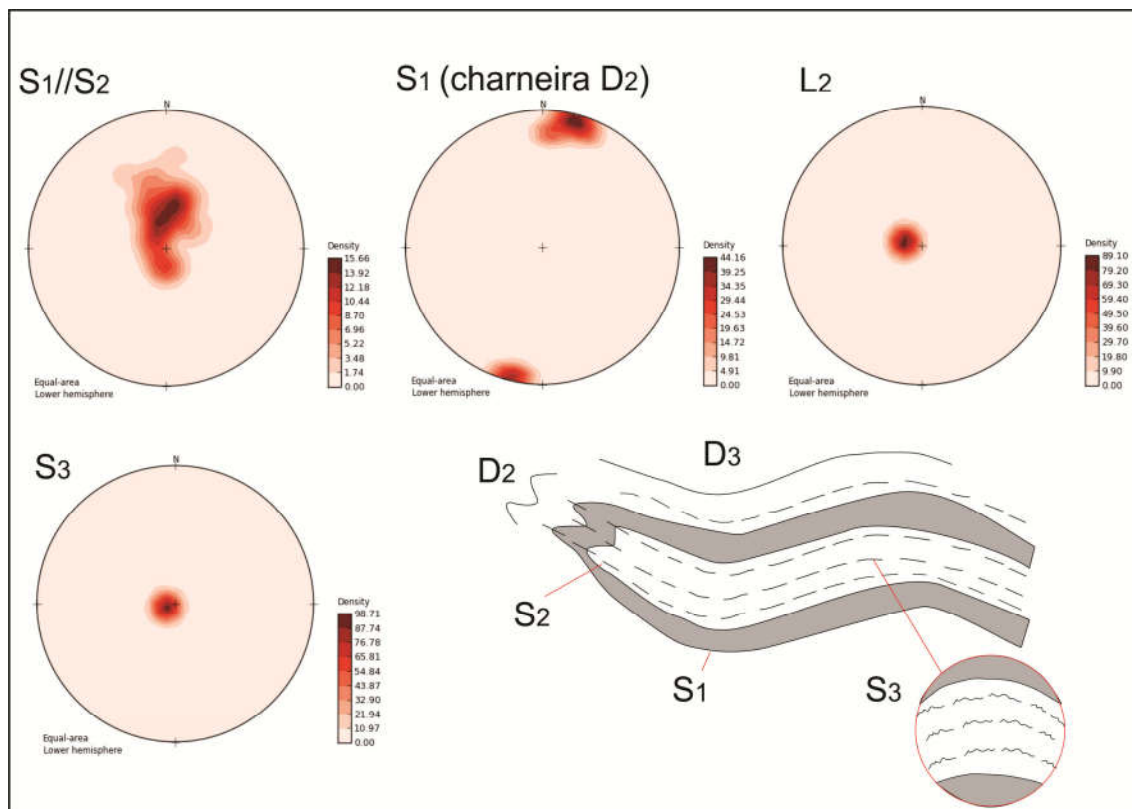


Figura 15. Diagramas de isofrequência para as foliações S1, S2, S3 e lineação L2. Desenho esquemático mostrando a sobreposição das fases deformacionais.

### Tectônica Rúptil

As falhas e fraturas que afetam as rochas do Cerro Uyarani são coincidentes com a terceira fase de deformação. As fraturas foram definidas como clivagem disjuntiva  $J_1$  e  $J_2$  (Fig. 16). A  $J_1$  comporta-se como fraturas paralelas ao plano axial das dobras  $D_3$  com uma direção de máxima modal N70E e mergulhos altos, variando entre 65° e 90° para NW. A  $J_2$  é perpendicular ao plano axial da dobra  $D_3$ , apresenta direção N34E e mergulhos altos variando entre 70° e 90° para NW. O sistema de falhas normais tem atitude N55E/85SE e deslocam o bandamento  $S_1$  (Fig. 17) e ainda foi possível observar em imagem de satélite um sistema de falhas NW.

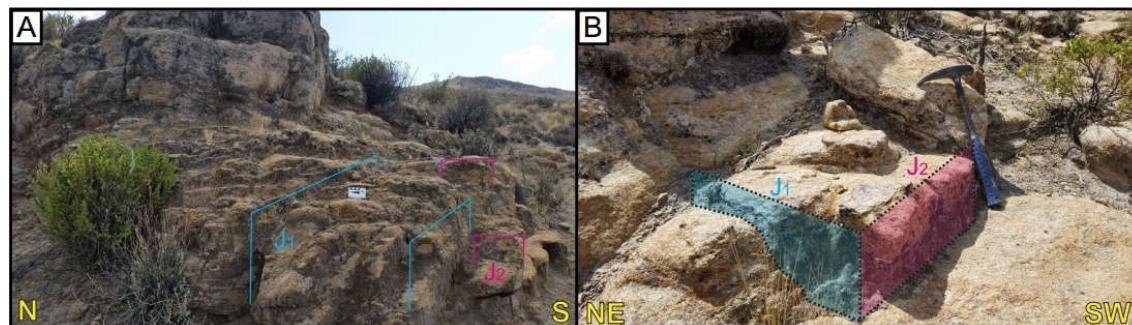


Figura 16. Clivagem disjuntiva  $J_1$  e  $J_2$ . A) Aspecto geral da disposição das clivagens disjuntivas. B) clivagem disjuntiva  $J_1$  (NEE-SWW) e  $J_2$  (NNE-SSW).

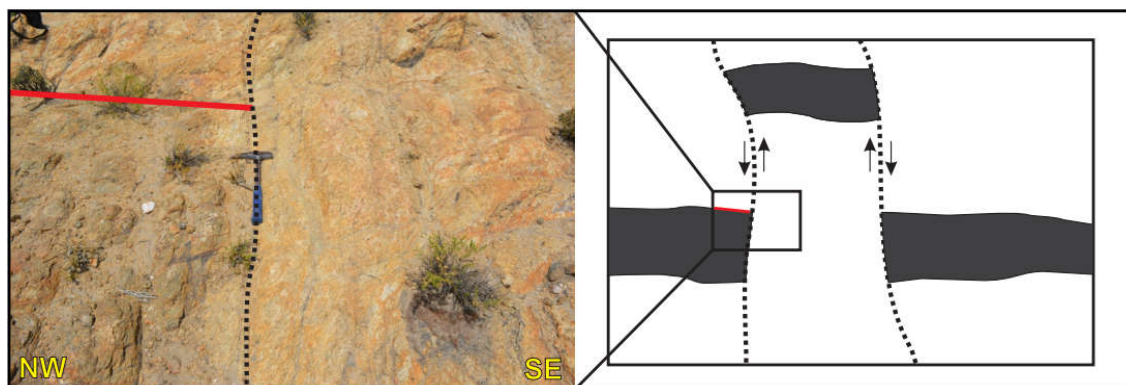


Figura 17. Foto e desenho esquemático mostrando o comportamento das falhas normais.

## LITOQUÍMICA DO GRANULITO UYARANI

A escolha das amostras para análise geoquímica foi precedida de caracterização petrográfica, em escala macro e microscópica, que permitiu a separação em granulito félsico e granulito máfico. As 12 amostras foram preparadas nos laboratórios da Faculdade de geociências (UFMT), sendo 8 amostras do granulito félsico e 4 do granulito máfico. As análises químicas (Tab. 1) foram realizadas no Laboratório de Minerais Bureau Veritas, em Vancouver, Canadá, para elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{MnO}$ ) por ICPO-ES. Os elementos traço (Ba, Be, Co, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, W, Zr e Y), ETR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e metais preciosos e base (Cu, Ni, Pb e Zn) por ICP-MS. O *software* utilizado para o tratamento dos dados e confecção dos diagramas foi o GCDkit 3.00 (Janoušek *et al.*, 2006).

Tabela 1

Composição química de elementos maiores, menores (peso%) e traços (ppm) do Granulito Uyarani.

| Amostra                 | UN1422            | UC 004F | UC 21A | UUY1337 | UC 19 | UC 009 | UC 17A | UC 16 | UC 10II                    | UC 001 | UC 007 | UN1421 |
|-------------------------|-------------------|---------|--------|---------|-------|--------|--------|-------|----------------------------|--------|--------|--------|
| Elementos               | granulito félsico |         |        |         |       |        |        |       | granulito máfico (enclave) |        |        |        |
| $\text{SiO}_2$          | 74.38             | 72.67   | 72.25  | 71.04   | 66.93 | 66.78  | 64.28  | 58.23 | 49.61                      | 49.19  | 47.9   | 47.81  |
| $\text{TiO}_2$          | 0.34              | 0.35    | 0.25   | 0.41    | 0.54  | 0.53   | 0.61   | 0.87  | 1.07                       | 1.23   | 0.86   | 0.73   |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 13.33             | 13.97   | 14.44  | 14.35   | 15.30 | 14.64  | 15.66  | 17.45 | 17.83                      | 19.96  | 10.88  | 15.91  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 1.75              | 2.51    | 1.46   | 2.82    | 4.64  | 5.71   | 5.68   | 7.50  | 11.12                      | 7.76   | 13.36  | 10.62  |
| $\text{MnO}$            | 0.01              | 0.04    | 0.04   | 0.07    | 0.10  | 0.12   | 0.09   | 0.15  | 0.22                       | 0.18   | 0.24   | 0.21   |
| $\text{MgO}$            | 0.19              | 0.92    | 0.41   | 0.74    | 1.72  | 2.46   | 2.56   | 3.06  | 5.51                       | 5.5    | 11.7   | 8.62   |
| $\text{CaO}$            | 1.25              | 2.52    | 1.47   | 2.68    | 4.21  | 4.24   | 5.50   | 7.32  | 7.79                       | 11.05  | 11.05  | 11.02  |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 2.89              | 3.51    | 3.38   | 3.89    | 3.61  | 4.16   | 3.55   | 3.80  | 4.6                        | 3.52   | 2.24   | 2.87   |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 5.33              | 3.07    | 5.77   | 3.49    | 2.43  | 0.94   | 1.46   | 1.01  | 1.6                        | 1.17   | 1.16   | 1.77   |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 0.14              | 0.1     | 0.06   | 0.13    | 0.16  | 0.14   | 0.19   | 0.28  | 0.34                       | 0.2    | 0.13   | 0.17   |
| LOI                     | 0.6               | 0.5     | 0.7    | 0.5     | 0.5   | 0.8    | 0.7    | 0.4   | 0.7                        | 1.2    | 1.1    | 1.4    |
| Total                   | 100.2             | 100.1   | 100.2  | 100.1   | 100.1 | 100.5  | 100.2  | 100.0 | 100.3                      | 100.9  | 100.6  | 101.1  |
| Ba                      | 987               | 681     | 1591   | 1080    | 772   | 229    | 490    | 374   | 403                        | 193    | 1697   | 490    |
| Be                      | 2.00              | 2.00    | 1.00   | 1.00    | 1.00  | 2.00   | 2.00   | 3.00  | 9.00                       | 2.00   | 1.00   | 2.00   |
| Co                      | 172.0             | 153.6   | 177.8  | 84.6    | 158.1 | 112.9  | 236.1  | 120.0 | 96.0                       | 98.7   | 111.8  | 98.9   |
| Ga                      | 11.10             | 14.70   | 13.30  | 14.20   | 14.80 | 16.30  | 15.70  | 18.50 | 21.70                      | 18.80  | 12.90  | 14.90  |
| Hf                      | 3.50              | 2.80    | 4.40   | 4.60    | 5.00  | 2.40   | 4.30   | 4.80  | 2.50                       | 3.00   | 1.70   | 1.30   |
| Nb                      | 7.70              | 4.00    | 6.80   | 11.50   | 8.30  | 6.70   | 7.50   | 8.50  | 6.00                       | 7.10   | 3.30   | 2.50   |

|                 |        |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| <b>Rb</b>       | 120.3  | 63.8  | 160.0 | 80.6  | 55.4  | 10.1  | 38.9  | 16.7  | 60.7  | 12.3  | 13.1  | 77.3  |
| <b>Sr</b>       | 177.3  | 376.3 | 323.7 | 328.6 | 489.2 | 408.5 | 343.0 | 515.9 | 422.3 | 606.9 | 277.6 | 298.7 |
| <b>Ta</b>       | 0.60   | 0.40  | 0.70  | 0.90  | 0.80  | 0.60  | 0.80  | 0.60  | 0.40  | 0.60  | 0.30  | 0.30  |
| <b>Th</b>       | 10.30  | 1.00  | 7.20  | 1.10  | 1.70  | 0.20  | 1.00  | 0.20  | 2.10  | 2.90  | 1.70  | 1.50  |
| <b>U</b>        | 0.30   | 0.10  | 0.10  | 0.20  | 0.10  | 0.10  | 0.20  | 0.10  | 0.40  | 0.70  | 0.30  | 0.40  |
| <b>W</b>        | 1013.1 | 857.4 | 987.6 | 506.4 | 853.2 | 542.3 | 1225  | 496.7 | 327.5 | 364.9 | 226.7 | 287.6 |
| <b>Zr</b>       | 150.3  | 108.2 | 155.1 | 180.8 | 189.5 | 92.9  | 165.2 | 209.5 | 80.9  | 105.6 | 60.9  | 41.4  |
| <b>Y</b>        | 13.40  | 4.20  | 12.40 | 62.20 | 19.50 | 14.60 | 22.40 | 33.10 | 26.00 | 34.40 | 17.40 | 22.50 |
| <b>Pb</b>       | 2.00   | 1.00  | 2.80  | 1.20  | 1.30  | 1.00  | 1.30  | 1.50  | 1.80  | 2.00  | 1.10  | 1.50  |
| <b>La</b>       | 51.30  | 22.80 | 33.90 | 38.00 | 28.00 | 33.80 | 27.00 | 27.20 | 34.40 | 27.50 | 26.70 | 14.10 |
| <b>Ce</b>       | 102.30 | 36.90 | 60.10 | 86.30 | 55.60 | 64.90 | 57.40 | 62.80 | 81.40 | 54.80 | 55.20 | 21.00 |
| <b>Pr</b>       | 10.80  | 3.33  | 5.62  | 10.13 | 5.68  | 6.29  | 6.53  | 8.11  | 9.25  | 7.40  | 5.96  | 3.26  |
| <b>Nd</b>       | 38.20  | 11.40 | 19.00 | 42.20 | 22.90 | 23.40 | 25.50 | 36.80 | 34.70 | 30.40 | 21.70 | 14.10 |
| <b>Sm</b>       | 6.52   | 1.75  | 3.00  | 9.65  | 3.92  | 3.74  | 5.29  | 7.60  | 6.73  | 6.14  | 4.00  | 3.09  |
| <b>Eu</b>       | 0.89   | 0.75  | 1.23  | 1.54  | 1.11  | 1.04  | 1.19  | 1.98  | 2.02  | 1.79  | 1.06  | 0.91  |
| <b>Gd</b>       | 4.99   | 1.31  | 2.65  | 9.95  | 3.78  | 3.36  | 4.75  | 7.05  | 5.51  | 6.11  | 3.54  | 3.68  |
| <b>Tb</b>       | 0.65   | 0.16  | 0.40  | 1.77  | 0.53  | 0.51  | 0.71  | 1.10  | 0.81  | 1.00  | 0.57  | 0.63  |
| <b>Dy</b>       | 3.10   | 1.01  | 2.22  | 10.65 | 3.18  | 2.74  | 4.16  | 6.15  | 4.98  | 5.92  | 3.24  | 3.94  |
| <b>Ho</b>       | 0.51   | 0.15  | 0.46  | 2.31  | 0.70  | 0.55  | 0.84  | 1.30  | 0.92  | 1.18  | 0.68  | 0.81  |
| <b>Er</b>       | 1.18   | 0.48  | 1.43  | 6.57  | 2.08  | 1.53  | 2.59  | 3.89  | 2.65  | 3.47  | 1.91  | 2.31  |
| <b>Tm</b>       | 0.14   | 0.07  | 0.20  | 1.00  | 0.33  | 0.23  | 0.37  | 0.54  | 0.43  | 0.53  | 0.29  | 0.35  |
| <b>Yb</b>       | 0.86   | 0.46  | 1.35  | 6.25  | 2.06  | 1.44  | 2.27  | 3.36  | 2.96  | 3.40  | 1.93  | 2.05  |
| <b>Lu</b>       | 0.11   | 0.08  | 0.20  | 0.87  | 0.34  | 0.23  | 0.35  | 0.54  | 0.50  | 0.56  | 0.30  | 0.36  |
| <b>Eu/Eu*</b>   | 0.48   | 1.52  | 1.34  | 0.48  | 0.89  | 0.90  | 0.73  | 0.83  | 1.02  | 0.90  | 0.87  | 0.83  |
| <b>(La/Yb)N</b> | 39.90  | 33.10 | 16.80 | 4.10  | 9.10  | 15.70 | 8.00  | 5.40  | 7.80  | 5.40  | 9.30  | 4.60  |

### Granulito félsico

Os dados geoquímicos das amostras do granulito félsico do Granulito Uyarani indicam uma ampla variação dos teores de SiO<sub>2</sub>, que os classifica como intermediários até ácidos com teores, respectivamente, entre 58,2 e 74,4 %. De maneira semelhante, o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varia de 13,2 a 17,4 %, o Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> de 1,4 a 7,5 %, enquanto o MgO apresenta valores altos de 1,7 a 3,1 % e baixos de 0,2 a 0,9 % para as rochas, respectivamente, intermediárias e ácidas.

Utilizando sílica como índice de diferenciação nos diagramas do tipo Harker (Fig. 18), observam-se *trends* bem definidos com correlações negativas entre este índice e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e TiO<sub>2</sub>. Correlação positiva é identificada entre sílica e K<sub>2</sub>O sugerindo o enriquecimento em feldspato alcalino dos litotipos mais evoluídos, enquanto o Na<sub>2</sub>O mostra dispersão não estando inserido na figura 18. Nos diagramas envolvendo sílica e elementos traço, observa-se que Ba, Th e Rb apresentam correlação positiva proporcional ao aumento de feldspato alcalino; enquanto Sc, Sr, Ga, V e Y mostram correlação negativa indicando a concentração de plagioclásio e minerais máficos nos litotipos menos diferenciados (Fig. 19). Esses elementos têm, em geral, amplas variações, com valores referentes às rochas menos evoluídas para as mais diferenciadas: Ba (229,0 - 1.591,0 ppm), Th (0,2 - 10,3 ppm), Rb (10,1 - 160,0 ppm) e Sc (27,0 - 3,0 ppm), Sr (515,9 - 177,3ppm), Ga (18,5 - 11,1ppm), V (130,0 - 23,0ppm ), Y(62,2 - 4,2ppm).

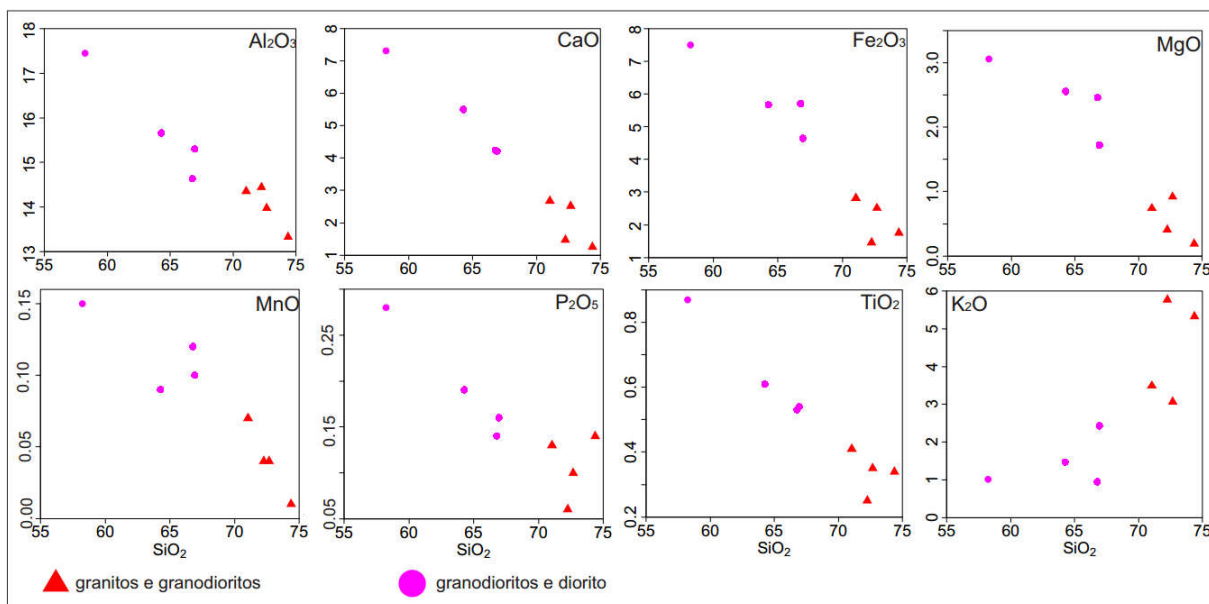


Figura 18. Diagramas de Harker de elementos maiores, expressos em óxidos (%) para as amostras do granulito félsico.

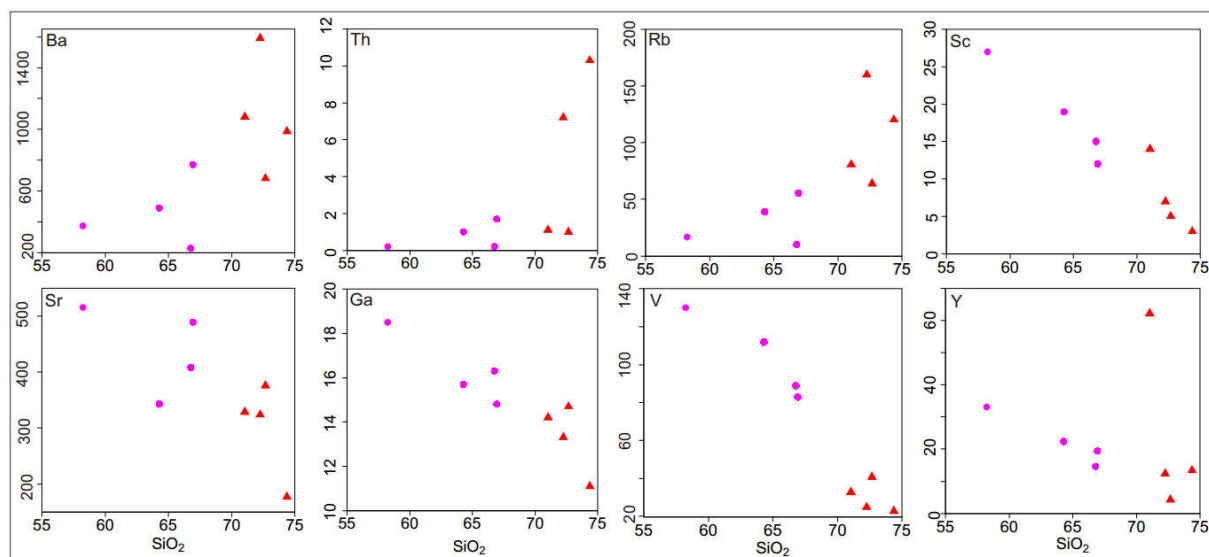


Figura 19 Diagrama de Harker de elementos traço, expressos em ppm, para o granulito félsico.

Os dados geoquímicos do granulito félsico sugerem protólitos com ampla variação composicional, sendo classificados como diorito, tonalito, granodiorito e granito, no diagrama R1- R2 (La Roche *et al.*, 1980; Fig. 20A) e como quartzo diorito, tonalito, granodiorito e granito, no diagrama P-Q (Debon & Le Fort, 1983; Fig. 20B). São rochas, principalmente, metaluminosas com termos graníticos peraluminosos, como ilustrado na figura 20C, que corresponde ao diagrama A/NK *versus* A/CNK, proposto por Maniar & Piccoli (1989), a partir dos índices de Shand. No diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* FeOt/MgO (Miyashiro, 1974; Fig. 20D) as amostras plotam no campo de séries cálcio-alcálicas, classificação corroborada pelo diagrama AFM (Fig. 20E) de Irvine & Baragar (1971), descrevendo um *trend* de enriquecimento em álcalis e empobrecimento em ferro e magnésio. O diagrama discriminante

de tectônica de granitos de Frost *et al.* (2001; Fig. 20F) mostra que se tratam de granitoides magnesianos.

Os diagramas discriminantes Rb *versus* Y+Nb e Rb *versus* Ta+Yb propostos por Pearce *et al.* (1984; Fig. 21A e 21B), assim como, o diagrama Hf-Rb/30-3Ta (Harris *et al.*, 1986; Fig. 21C) sugerem que os protólitos do granulito félsico do Granulito Uyarani foram gerados em arcos vulcânicos (VAG).

Os padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (ETR), normalizados pelos valores condríticos de Nakamura (1977; Fig. 21D), exibem um enriquecimento dos ETRL em comparação aos ETRP, com razões (La/Yb)<sub>n</sub> entre 4,10 e 39,9. Observa-se nesta figura uma distribuição similar para a maioria das amostras, à exceção do Eu, cuja razão Eu/Eu\* varia entre 0,48 e 1,52, com anomalias negativas para duas amostras, evidenciando fracionamento de plagioclásio; e positivas em outras duas, bem como sem anomalias nas demais, o que pode sugerir a retenção de plagioclásio no líquido.

A distribuição de elementos traço e K<sub>2</sub>O, normalizados pelos granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.*, 1984; Fig. 21E), mostra que existe um enriquecimento de elementos litófilos de raios iônicos grandes (LILE), em relação aos elementos de alto potencial iônico (HFSE). Observam-se também, nesta configuração, anomalias negativas de Ta e Nb corroborando a hipótese de ambiente de arco magmático para a colocação dos protólitos dos granulitos estudados.

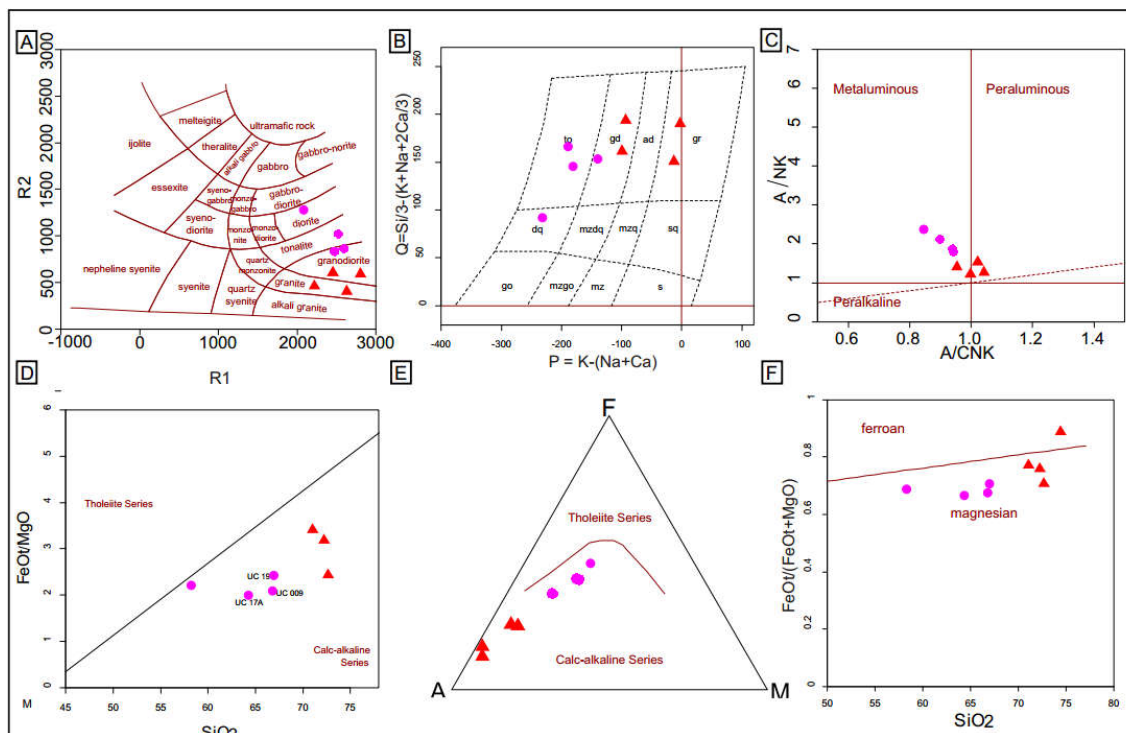


Figura 20. Diagramas classificatórios para o granulito félsico do Granulito Uyarani. A) R1 *versus* R2 (La Roche *et al.*, 1980); B) P-Q (Debon & Le Fort, 1983); C) A/NK *versus* A/CNK (Maniar & Piccoli, 1989); D) SiO<sub>2</sub> *versus* FeO/(FeO+MgO) (Miyashiro, 1974); E) AFM (Irvine & Baragar, 1971); F) FeO/(FeO+MgO) *versus* SiO<sub>2</sub> (Frost *et al.*, 2001).

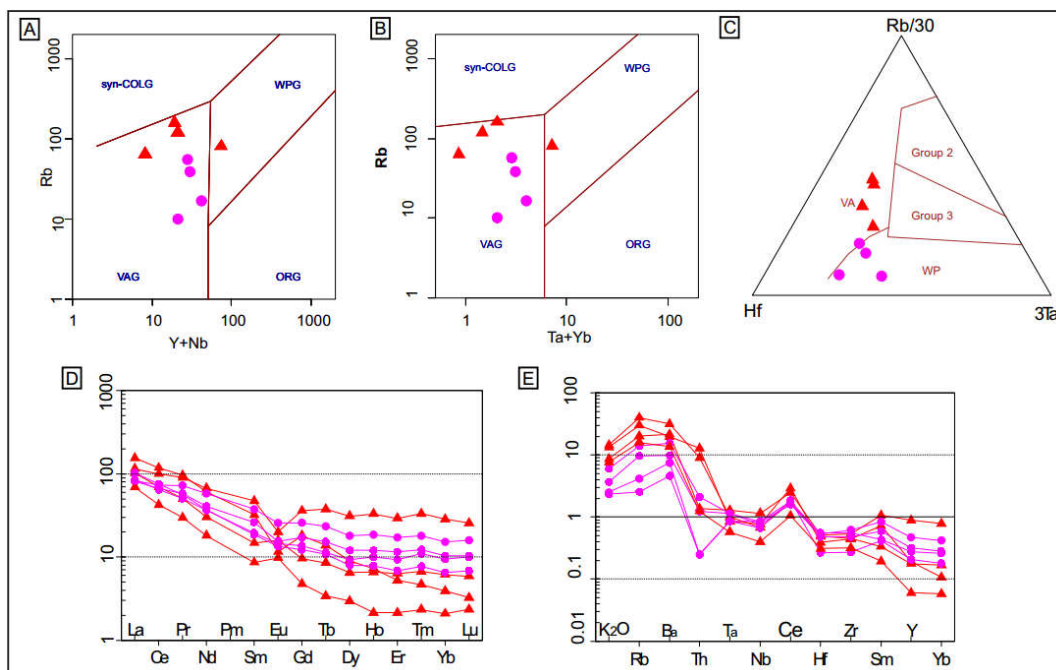


Figura 21. Diagramas para o granulito félsico do Granulito Uyarani. A) Rb versus Y+Nb; B) Rb versus Ta+Yb propostos por Pearce *et al.* (1984); C) Hf-Rb/30-3Ta (Harris *et al.*, 1986); D) ETR normalizados pelos valores condriticos (Nakamura, 1977); E) elementos traço e K<sub>2</sub>O normalizados pelos valores de granitos de Cordilheira Meso-Oceânica (Pearce *et al.*, 1984).

### Granulito máfico (enclaves)

Os enclaves do Granulito Uyarani, descritos petrograficamente como granulito máfico, apresentam baixos teores de SiO<sub>2</sub> e variam num pequeno intervalo entre 47,81 e 49,61 %. Os outros óxidos têm teores variáveis: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 7,76 a 13,36 %; TiO<sub>2</sub> de 0,73 a 1,2 %; Na<sub>2</sub>O de 2,2 a 4,6 %; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 10,88 a 19,96 %; MgO de 5,5 a 11,7 % e K<sub>2</sub>O de 1,16 a 1,7 %. O índice de magnésio (mg#) das amostras estudadas, calculado como  $mg\# = \frac{Mg^{+2}}{Mg^{+2} + Fe^{+2}}$ , varia num intervalo entre 0,30 e 0,44, sugerindo envolvimento de magma basáltico mais evoluído. Os dados analíticos dessas rochas coincidem com os campos dos gabros/monzogabros e no domínio da série cálcio-alcalina, respectivamente, nos diagramas Q-P (Debon & Le Fort, 1983; Fig. 22A) e AFM (Miyashiro, 1974; Fig. 22B).

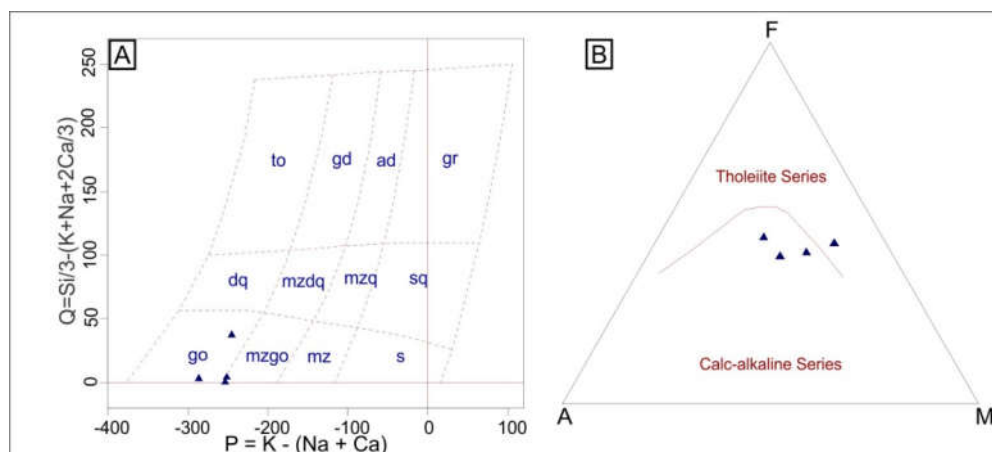


Figura 22. Diagramas classificatórios para o granulito máfico. A) Q-P (Debon & Le Fort, 1983); B) AFM (Miyashiro, 1974; Fig. 22B).

Os diagramas discriminantes de ambiente tectônico  $10\text{MnO-TiO}_2\text{-}10\text{P}_2\text{O}_5$  (Fig. 23A) e  $\text{Zr-Ti}/100\text{-Sr}/2$  (Fig. 23B) propostos, respectivamente, por Mullen (1983) e Pearce & Cann (1973) sugerem que os protólitos do granulito máfico podem ter sido formados, principalmente, em ambiente de basalto cálcio-alcálico (CAB); o que é corroborado nos diagramas de Wood (1980) que utilizam elementos traço (Zr, Th, Hf, Ta e Nb; Fig. 23C; 23D; 23E).

O diagrama de elementos traço, normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995; Fig. 24A) mostra anomalias negativas em Rb, K, Nb e Zr. Os padrões de distribuição dos Elementos Terras Raras (ETR) normalizados por valores condríticos de Boynton (1984; Fig. 24B) exibem enriquecimento dos ETR Leves em relação aos ETR Pesados, com razões  $(\text{La/Yb})_n$  entre 4,6 e 9,3, e com muito discreta anomalia negativa de Eu em duas amostras tendo razões  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  variando entre 0,83 a 1,02.

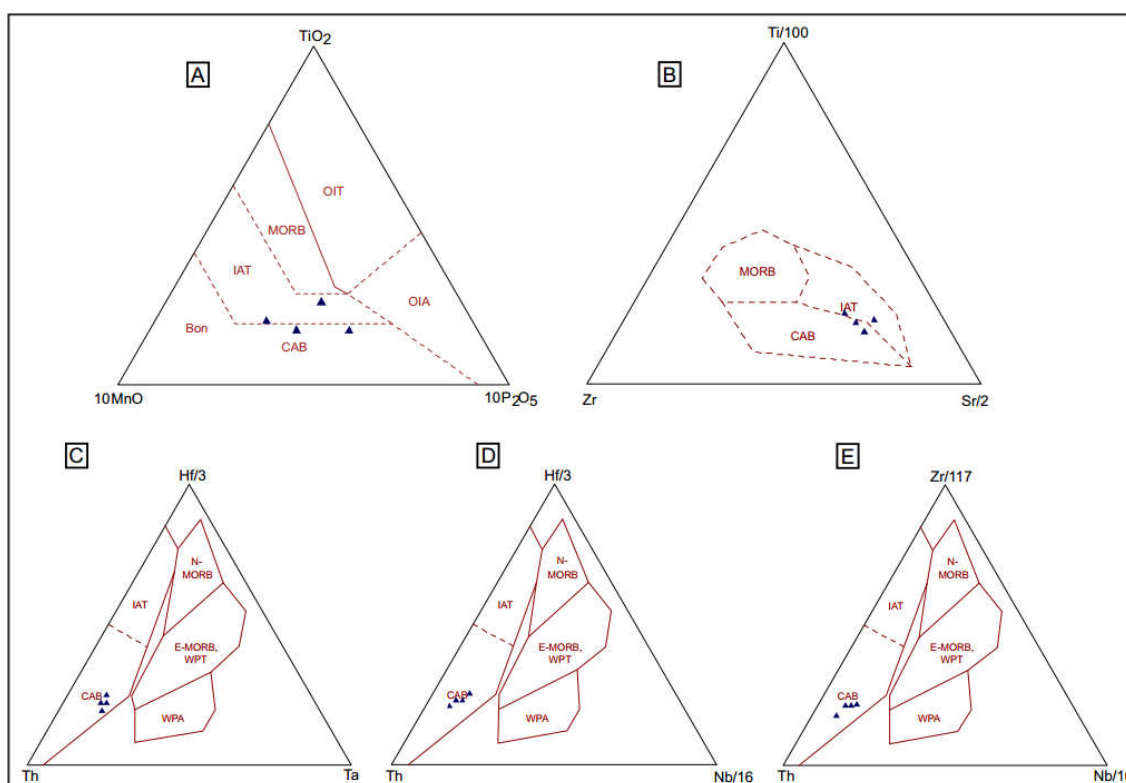


Figura 23. Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para o granulito máfico. A)  $10\text{MnO-TiO}_2\text{-}10\text{P}_2\text{O}_5$  (Mullen, 1983); B)  $\text{Zr-Ti}/100\text{-Sr}/2$  (Pearce & Cann, 1973); C)  $\text{Th-Hf}/3\text{-Ta}$  D)  $\text{Th-Hf}/3\text{-Nb}/16$  e E)  $\text{Th-Zr}/117\text{-Nb}/16$  propostos por Wood (1980).

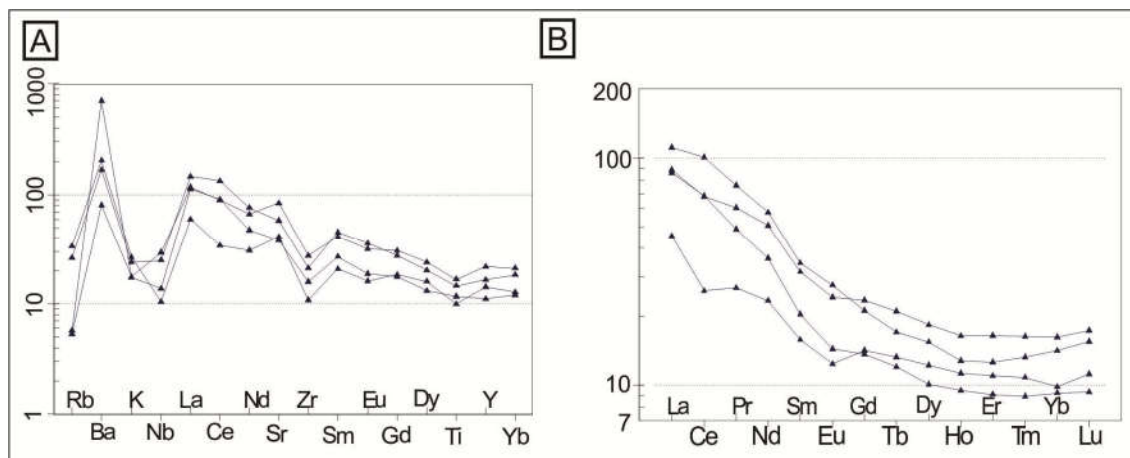


Figura 24. Diagrama multielementar e ETR para o granulito máfico. A) Normalizados pelo manto primitivo (McDonough & Sun, 1995); B) normalizadas por condritos (Boynton, 1984).

### GEOCRONOLOGIA U-PB (SHRIMP)

A amostra (UY1337) escolhida para datação era da porção félsica do granulito bandado, de cor cinza claro-rosada, granulação média, com níveis máficos subordinados, classificada em petrografia como sienogranito e geoquimicamente como granodiorito.

A preparação foi realizada no laboratório de preparação de amostras (UFMT) com a utilização de métodos convencionais de britagem, moagem e peneiramento, os minerais pesados foram separados por bateia, posteriormente a amostra foi secada e utilizou-se de imã para separação de grande parte dos minerais magnéticos. As populações de zircões foram obtidas com a utilização do separador magnético *Frantz* e os zircões foram selecionados com o uso de estereoscópio binocular, sendo enviados para análise 100 grãos de zircões.

Primeiramente os cristais de zircão foram dispostos num disco de resina epox seguido de polimento e posteriormente foram fotografados por Microscópio de Varredura Eletrônica (MEV) e microscópio óptico.

Dos 100 grãos de zircão enviados foram utilizados para análise 14 cristais, pequenos, rosados e translúcidos e poucos deles estavam quebrados. A imagem CL obtida mostra que 7 cristais analisados tinham formatos piramidais e a outra metade eram arredondados, sendo que o zoneamento é mais evidente nos cristais piramidais (Fig. 25).

A tabela 2 revela os dados analíticos com as razões isotópicas dos zircões datados. As análises foram realizadas no Centro de Pesquisa Geocronológica da Universidade de São Paulo (CPG-USP) pelo método isotópico U-Pb (SHRIMP).

As idades foram calculadas com o uso do software Isoplot v.3 (Ludwig 2001) e representadas em diagramas concórdia (Fig. 26). O diagrama concórdia revela uma idade de intercepto superior de  $1722 \pm 30$  Ma, e uma idade concórdia de  $1736 \pm 5.1$  Ma interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo. Os zircões analisados fornecem idades variando entre 1295 a 1751 Ma.

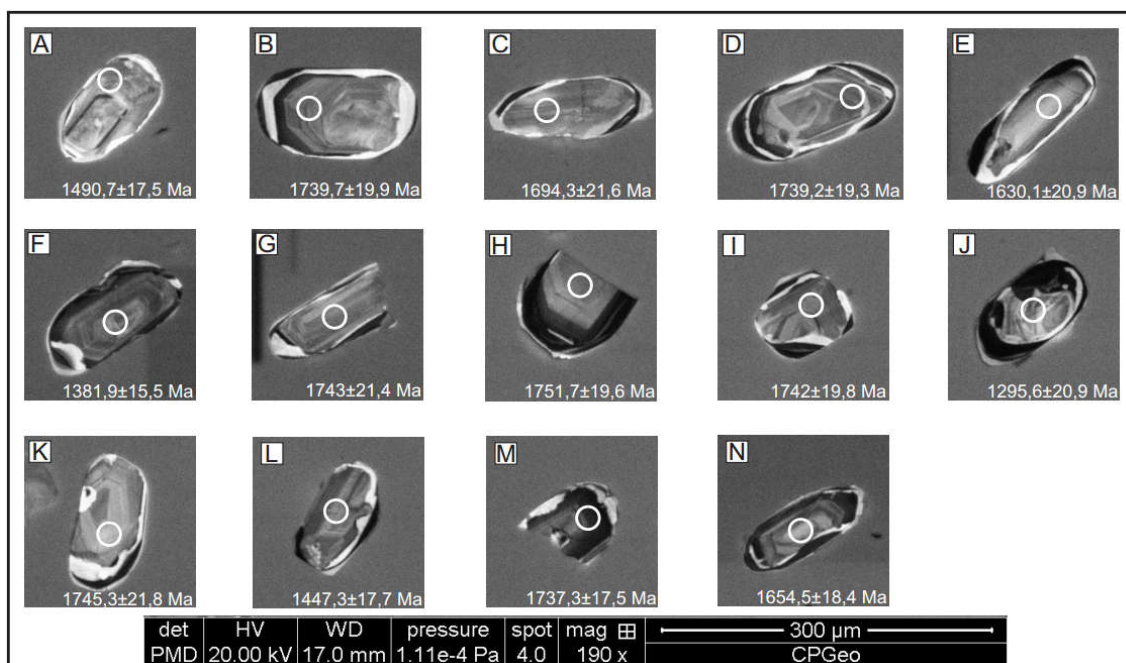


Figura 25. Imagem CL dos grãos de zircões. A) UY1337 1.1; B) UY1337 2.1 C) UY1337 3.1; D) UY1337 4.1; E) UY1337 5.1; F) UY1337 6.1; G) UY1337 7.1; H) UY1337 8.1 I) UY1337 9.1; J) UY1337 10.1; K) UY1337 11.1 L) UY 1337 12.1; M) UY1337 13.1; N) UY1337 14.1. A imagem também ilustra os pontos de aplicação do feixe primário ionizante ou spot.

Tabela 2

Síntese dos dados isotópicos obtidos análise U-Pb (SHIRIMP) em zircões da amostra UY1337.

| spot | ppm U | ppm Th | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | ppm Rad 206b | 204/206 | % err | % comm 206 | Total 238/206 | % err | Total 207/206 | % err | 238/206r | % err | 207r/206r | % err | 207r/235 | % err | 206r/238 | % err | err corr | $^{204}\text{corr}/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 1σ err | $^{204}\text{corr}/^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 1σ err | % Disc |
|------|-------|--------|----------------------------------|--------------|---------|-------|------------|---------------|-------|---------------|-------|----------|-------|-----------|-------|----------|-------|----------|-------|----------|----------------------------------------------------|--------|-----------------------------------------------------|--------|--------|
| 1.1  | 186   | 117    | 0.65                             | 41.7         | 3.0E-4  | 20    | 0.49       | 3.82          | 1.3   | .1032         | 1.0   | 3.84     | 1.3   | .0990     | 1.5   | 3.55     | 2.0   | .2602    | 1.3   | .663     | 1490.7                                             | 17.5   | 1604                                                | 28     | 8      |
| 2.1  | 183   | 118    | 0.67                             | 49.0         | 2.2E-4  | 22    | 0.35       | 3.21          | 1.3   | .1072         | 1.4   | 3.23     | 1.3   | .1041     | 1.6   | 4.45     | 2.1   | .3098    | 1.3   | .627     | 1739.7                                             | 19.9   | 1699                                                | 30     | -2     |
| 3.1  | 136   | 86     | 0.66                             | 35.1         | 1.3E-4  | 35    | 0.20       | 3.32          | 1.4   | .1075         | 1.1   | 3.33     | 1.4   | .1058     | 1.3   | 4.39     | 1.9   | .3006    | 1.4   | .755     | 1694.3                                             | 21.6   | 1728                                                | 23     | 2      |
| 4.1  | 212   | 61     | 0.30                             | 56.7         | 1.6E-4  | 24    | 0.25       | 3.22          | 1.3   | .1065         | 0.8   | 3.23     | 1.3   | .1043     | 1.0   | 4.46     | 1.6   | .3097    | 1.3   | .778     | 1739.2                                             | 19.3   | 1703                                                | 19     | -2     |
| 5.1  | 106   | 65     | 0.64                             | 26.1         | 5.3E-5  | 82    | 0.08       | 3.47          | 1.4   | .1039         | 1.3   | 3.48     | 1.4   | .1031     | 1.4   | 4.09     | 2.0   | .2877    | 1.5   | .719     | 1630.1                                             | 20.9   | 1681                                                | 26     | 3      |
| 6.1  | 351   | 226    | 0.67                             | 72.2         | 1.1E-4  | 25    | 0.18       | 4.17          | 1.2   | .0939         | 0.8   | 4.18     | 1.2   | .0924     | 0.9   | 3.05     | 1.6   | .2391    | 1.2   | .801     | 1381.9                                             | 15.5   | 1475                                                | 18     | 7      |
| 7.1  | 146   | 119    | 0.84                             | 39.0         | 1.0E-4  | 54    | 0.16       | 3.21          | 1.4   | .1085         | 1.0   | 3.22     | 1.4   | .1071     | 1.2   | 4.58     | 1.9   | .3105    | 1.4   | .745     | 1743.0                                             | 21.4   | 1751                                                | 23     | 0      |
| 8.1  | 195   | 151    | 0.80                             | 52.5         | 6.0E-5  | 55    | 0.09       | 3.20          | 1.3   | .1077         | 1.9   | 3.20     | 1.3   | .1068     | 2.0   | 4.60     | 2.3   | .3122    | 1.3   | .548     | 1751.7                                             | 19.6   | 1746                                                | 36     | 0      |
| 9.1  | 177   | 141    | 0.82                             | 47.4         | 2.4E-4  | 21    | 0.38       | 3.21          | 1.3   | .1103         | 0.9   | 3.22     | 1.3   | .1070     | 1.2   | 4.58     | 1.8   | .3103    | 1.3   | .728     | 1742.0                                             | 19.8   | 1749                                                | 22     | 0      |
| 10.1 | 158   | 98     | 0.64                             | 30.3         | 6.8E-5  | 56    | 0.11       | 4.49          | 1.8   | .0919         | 1.8   | 4.49     | 1.8   | .0909     | 2.0   | 2.79     | 2.7   | .2226    | 1.8   | .671     | 1295.6                                             | 20.9   | 1445                                                | 37     | 12     |
| 11.1 | 108   | 57     | 0.55                             | 28.8         | 8.6E-5  | 24    | 0.13       | 3.21          | 1.4   | .1092         | 1.2   | 3.22     | 1.4   | .1080     | 1.2   | 4.63     | 1.9   | .3109    | 1.4   | .757     | 1745.3                                             | 21.8   | 1767                                                | 22     | 1      |
| 12.1 | 170   | 139    | 0.85                             | 36.8         | 1.0E-4  | 45    | 0.17       | 3.97          | 1.4   | .0948         | 1.1   | 3.97     | 1.4   | .0934     | 1.3   | 3.24     | 1.9   | .2517    | 1.4   | .719     | 1447.3                                             | 17.7   | 1496                                                | 25     | 3      |
| 13.1 | 610   | 472    | 0.80                             | 162.3        | 2.2E-5  | 27    | 0.03       | 3.23          | 1.1   | .1060         | 0.5   | 3.23     | 1.1   | .1057     | 0.5   | 4.51     | 1.2   | .3093    | 1.1   | .921     | 1737.3                                             | 17.5   | 1727                                                | 9      | -1     |
| 14.1 | 202   | 179    | 0.92                             | 51.2         | 3.1E-4  | 18    | 0.48       | 3.40          | 1.3   | .1057         | 0.9   | 3.41     | 1.3   | .1015     | 1.3   | 4.10     | 1.8   | .2926    | 1.3   | .686     | 1654.5                                             | 18.4   | 1653                                                | 25     | 0      |

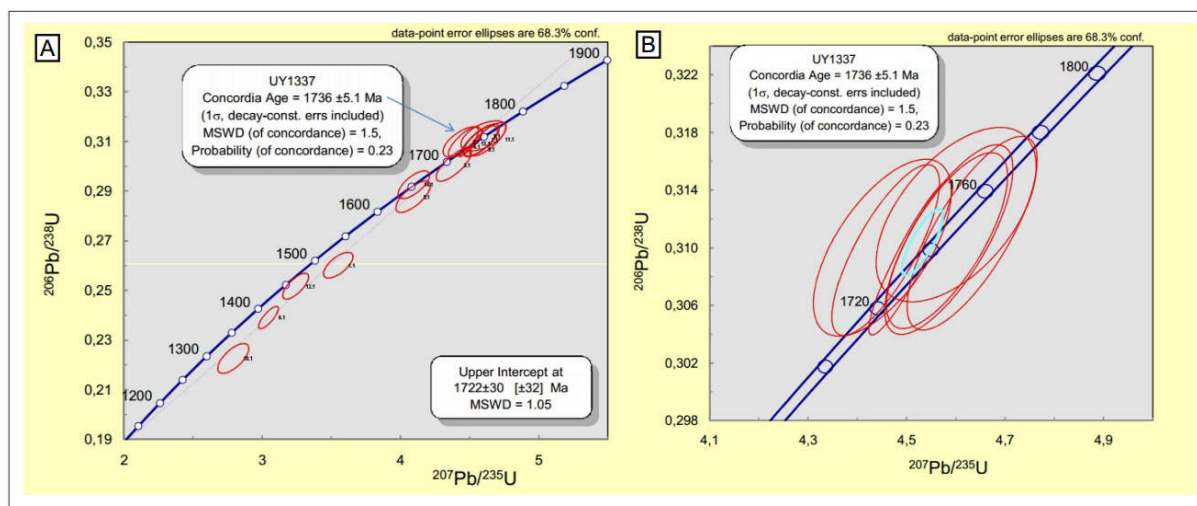


Figura 26. Diagramas concórdias das idades obtidas para o granulito bandado. A) Diagrama concórdia mostrando o intercepto superior equivalente a  $1722 \pm 30$  Ma; B) diagrama mostrando idade concórdia de  $1736 \pm 5$  Ma.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O embasamento pré-andino, na cordilheira dos Andes bolivianos, é formado por terrenos pré-cambrianos expostos em janelas estruturais, sendo o Granulito Uyarani uma ocorrência dessa natureza no Altiplano Andino, na porção oeste da Bolívia. Trata-se de uma exposição em uma serra de pequeno porte, com extensão em torno de  $32 \text{ km}^2$ . No mapa de Troeng *et al.* (1994) percebe-se que uma pequena porção do Granulito Uyarani é deslocada para Sul pela Falha de San Andres, e esta unidade encontra-se parcialmente recoberta ao N e NW pelo ignimbrito da Formação Pérez (Troeng *et al.*, 1994). Este ignimbrito apresenta-se como uma rocha piroclástica formada por fluxo de púmice de cor cinza-clara, com diversos clastos de fragmentos de rocha, minerais e vidro, bem como vacúolos por escape de gás, que cobre parcialmente os granulitos, em contato discordante.

As rochas do Granulito Uyarani, unidade estratigráfica definida neste trabalho, são divididas, petrograficamente, em granulitos félsicos dominantes e granulitos máficos que ocorrem em enclaves de até 5 metros de comprimento constituindo grande volume ao longo de todo o corpo.

É possível nomear detalhadamente os granulitos, usando o nome raiz e a respectiva mineralogia. A banda félsica do granulito félsico pode ser denominada de biotita-hiperstênio granulito e a banda máfica de hiperstênio±hornblenda granulito e o granulito máfico recebe o nome de hornblenda-hiperstênio granulito.

Diques máficos de composição basáltica e granulação muito fina de larguras centimétricas a métricas e diques félsicos de granulação fina a pegmatítica, compostos por quartzo, feldspato alcalino e magnetita cortam as rochas do Granulito Uyarani. Os diques félsicos são originários do protólito ígneo do granulito félsico, já os diques máficos são associados ao vulcanismo Andino recente que ocorre na região.

A análise estrutural demonstra o caráter polideformado das rochas do Granulito Uyarani, com registro de pelo menos de três fases de deformação F1 (bandamento S1), F2 (xistosidade S2, superimposta ao bandamento S1, e dobras recumbentes D2) e F3 (dobras abertas D3), bem como, a existência de tectônica rúptil marcada por fraturas e falhas coincidentes com a orientação da terceira fase de deformação. As duas primeiras fases

deformacionais são atribuídas à evolução estrutural pré-cambriana, sendo a F2 vinculada a Orogenia Sunsás, conforme idades Ar-Ar e Sm-Nd discutidas a seguir. Possivelmente, as dobras abertas e falhas reversas descritas na fase F3 sejam manifestações tectônicas relacionadas à evolução do Cinturão Andino.

Duas paragéneses metamórficas, M1 e M2, são atribuídas a estas rochas. A M1 é relacionada à primeira fase de deformação, fase F1, responsável pelo desenvolvimento dobramento gnáissico, alcançando condições metamórficas de fácies granulito para o conjunto de rochas máficas e félsicas, com geração de silicatos ferromagnesianos, predominantemente desitratados (orto e clinopiroxênio), a presença de feldspatos e ausência de muscovita primária é imprescindível. Durante a fase de deformação F2, desenvolve-se uma foliação S2 plano-axial à D2 e parágênese metamórfica M2, com neoformação de biotita, clorita, sericita, epidoto, anfibólio (actinolita-tremolita) e calcita, caracterizando retrometamorfismo para fácies xisto verde. A deformação F3 é posterior e, aparentemente, não está vinculada a metamorfismo, sendo apenas marcada por estruturas rasas, que devem estar associadas à tectônica andina.

As assinaturas químicas do granulito félsico revelam que o protólito foi gerado por um magmatismo cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, magnesiano; enquanto o estudo geoquímico dos enclaves de granulito máfico mostra a existência de um magma básico associado. A geologia, petrografia e geoquímica em conjunto sugere um ambiente convergente, de arco magmático com a ocorrência de mistura de magmas.

As idades de cristalização do granulito félsico disponíveis na literatura são contraditórias e têm erros elevados,  $1859 \pm 200$  Ma (Troeng *et al.*, 1994) e  $2020 \pm 130$  Ma (Wörner *et al.*, 2000) obtidas, respectivamente, pelos métodos Rb/Sr, em rocha total e U/Pb, em zircão. A análise U/Pb (SHRIMP) em zircão, obtida nesse trabalho, revelou uma idade de cristalização de  $1736 \pm 5.1$  Ma do granulito félsico considerada como a mais adequada para essas rochas devido aos valores semelhantes do intercepto superior e idade concórdia e natureza magmática dos zircões, sugeridas pelas razões Th/U de 0,30 a 0,92. Não foi possível obter a idade do granulito máfico por não ser obtido zircão após preparação da mesma.

Considerando as idades apresentadas por Wörner *et al.* (2000), através dos métodos U/Pb em zircão de  $1157 \pm 60$  Ma, Ar/Ar em hornblenda com um platô de  $982 \pm 2$  Ma e Sm-Nd por isócrona mineral de  $1008 \pm 16$  Ma sugerem a atuação de um episódio termal regional, associado à evolução da Orogenia Grenvilliana-Sunsás, nas rochas granulíticas.

Com base nos dados obtidos nesse trabalho, admite-se que a parte félsica do Granulito Uyarani é formada por rochas ortoderivadas, cujo protólito ígneo formou-se no Estateriano, Paleo-proterozóico, correlacionado cronologicamente ao Complexo Lomas Manechis, do Terreno Paraguá, da Província Rondoniana-San Ignacio (Litherland *et al.*, 1986; Bettencourt *et al.*, 2010; entre outros). As idades mais jovens, apresentadas por Wörner *et al.* (2000), sugerem que esse fragmento crustal foi posteriormente retrabalhado pela Orogenia Sunsás durante o Toniano, no Neo-proterozoico, que afeta toda a borda oeste do Cráton Amazônico, da Colômbia a Bolívia. Sugerindo que a conexão do Granulito Uyarani com o Cráton Amazônico está vinculada a aglutinação do supercontinente Rodínia.

Com a proposta de buscar a contínua evolução do conhecimento geológico da região sugerimos a realização das análises geocronológicas U-Pb do granulito máfico (enclave), Sm-Nd em rocha total do granulito félsico e máfico e Ar-Ar do granulito félsico, o que pode levar a interpretações mais precisas quanto à idade de geração do enclave, ambiente gerador e eventos metamórficos que atingiram as rochas do Granulito Uyarani.

Também propomos que seja realizado um estudo específico do ignimbrito da Serra Uyarani, envolvendo caracterização geológica, petrografia e geocronologia, ainda não efetuados, para poder assim associá-los ou não com a Formação Pérez, interpretado por Troeng *et al.*, (1994) através de análise de campo e proximidade litológica.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos a CAPES pela concessão da bolsa, ao Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé pelo apoio no tratamento das amostras para a realização das análises litoquímicas e geocronológicas, ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) pelo auxílio financeiro no decorrer do trabalho de mestrado, e a Universidad Mayor de San Andrés pelo acesso ao local de estudo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bahlburg H., Hervé F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**:869–84.
- Brito Neves B.B. 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Rev. Brasil. Geociênc.*, **33**:77–88.
- Cobbing E.J., Ozard J.M., Snelling N.J. 1977. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**:241–246.
- Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, **18**:303–32.
- Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) 2000. *Tectonic Evolution of South America. 31st Int. Geol. Congr.*, Rio de Janeiro.
- Dalmayrac B., Lancelot J.R., Leyreloup A. 1977. Two-billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast. *Science*, **198**:49–51.
- Dalziel I.W.D. 1997. Overview: Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculations. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **109**:16–42.
- Dalziel I.W.D., Forsythe R.D. 1985. Andean evolution and the terrane concept. In *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific-Region*, ed. DG Howell, pp. 565–81. Circum-Pac.- Counc. Energy Miner. Resource., Earth Sci. Ser. 1.
- Debon F., Le Fort P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences.*, **73**:135–149.
- Fucks R.A., Brito Neves B.B., Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Res.*, **160**:108–26.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society.*, **19**:67–81.
- Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. and Soares Junior, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.
- Irvine I. N. & Baragar W. R. A. 1971. A Guide To The Chemical Classification Of The Common Volcanics Rocks. *Canadian Journal Earth Science*, **8**:523–548.
- Jaillard E., Hérail G., Monfret T., Díaz-Martínez E., Baby P. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia y Northernmost Chile. See Cordani *et al.* 2000, pp. 481–559.

- James D.E. 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**:3325–46.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**(6):1255-1259.
- La Roche H. de, Leterrier J., GrandClaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**(2):183-210.
- Lehmann B. 1978. A Precambrian core sample from the Altiplano. *Bolivia. Geol. Rundsch.*, **67**:270–78.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D. 2004. An orphaned basement block: the Arequipa–Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America, Bulletin*, **116**:171–187.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**:635-643.
- McLeod C.L., Davidson J.P., Nowell G.M., de Silva S.L., Schmitt A.K. 2013. Characterizing the Continental Basement of the Central Andes: Constraints From Bolivian Crustal Xenoliths. *Geological Society of America Bulletin*, **125**:985-997.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**:321–355.
- Monger J.H.W., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J. 1982. Tectonic accretion and the origin of two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera. *Geology*, **10**:70–75.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circum pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series Houston*, **11**:59–90.
- Nakamura K. 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**:1-16.
- Oliveira J.R., Ruiz A.S., Souza M.Z.A., Salinas R.M. 2015. Análise estrutural e metamórfica das rochas do Cerro Uyarani: janela tectônica pré-cambriana no altiplano boliviano. *Simp. Nac. Est. Tect.*, **15**:55-58.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4):956-983.
- Ramos V.A. 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste Argentino. *Rev. Inst. Cienc. Geol.*, **6**:13–28.
- Ramos V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic—Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, **11**:168–74.
- Ramos V.A. 2008a. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review on Earth and Planetary Sci.*, **36**:289–324.
- Ramos V.A. 2010a. The Grenville-Age Basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:77–91.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

Rapela C.W., Pankhurst R.J., Casquet C., Fanning C.M., Baldo E.G., González Casado J.M., Galindo C., Dahlquist J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, **83**:49–82.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1–33.

Tosdal R.M. 1996. The Amazon–Laurentian connection as viewed from Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, **15**:827–42.

Troeng B., Soria E., Claire H., Mobarec R., Murillo F. 1994. Descubrimiento de Basamento Precámbrico em La Cordillera Occidental Altiplano de los Andes Bolivianos. *In*: XI Congreso Geológico Boliviano. La Paz, *Atas*, p. 231-236.

Wörner G., Lezaun J., Beck A., Heber V., Lucassen F., Zinngrebe E., Rössling R., Wilke H.G. 2000. Precambrian and Early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belén (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *South America Earth Sci.*, **13**:717–37.

de Oliveira J. R. 2016. Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico.

## ANEXO 2 Carta de aceite

### Agradecimento pela submissão



Seção de Publicações - IGc/USP

Para: jurezende.o@hotmail.com; ✉

Bom dia.  
Segue conforme solicitado.

Juliana de oliveira,

Agradecemos a submissão do trabalho "Cerro Uyarani - Uma Janela Estrutural Pré-Cambriana no Altiplano Boliviano: Petrogênese e Significado Tectônico" para a revista Geologia USP, Série Científica. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:  
<http://submission.ppegeo.igc.usp.br/index.php/guspsc/author/submission/385>  
Login: juliana

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

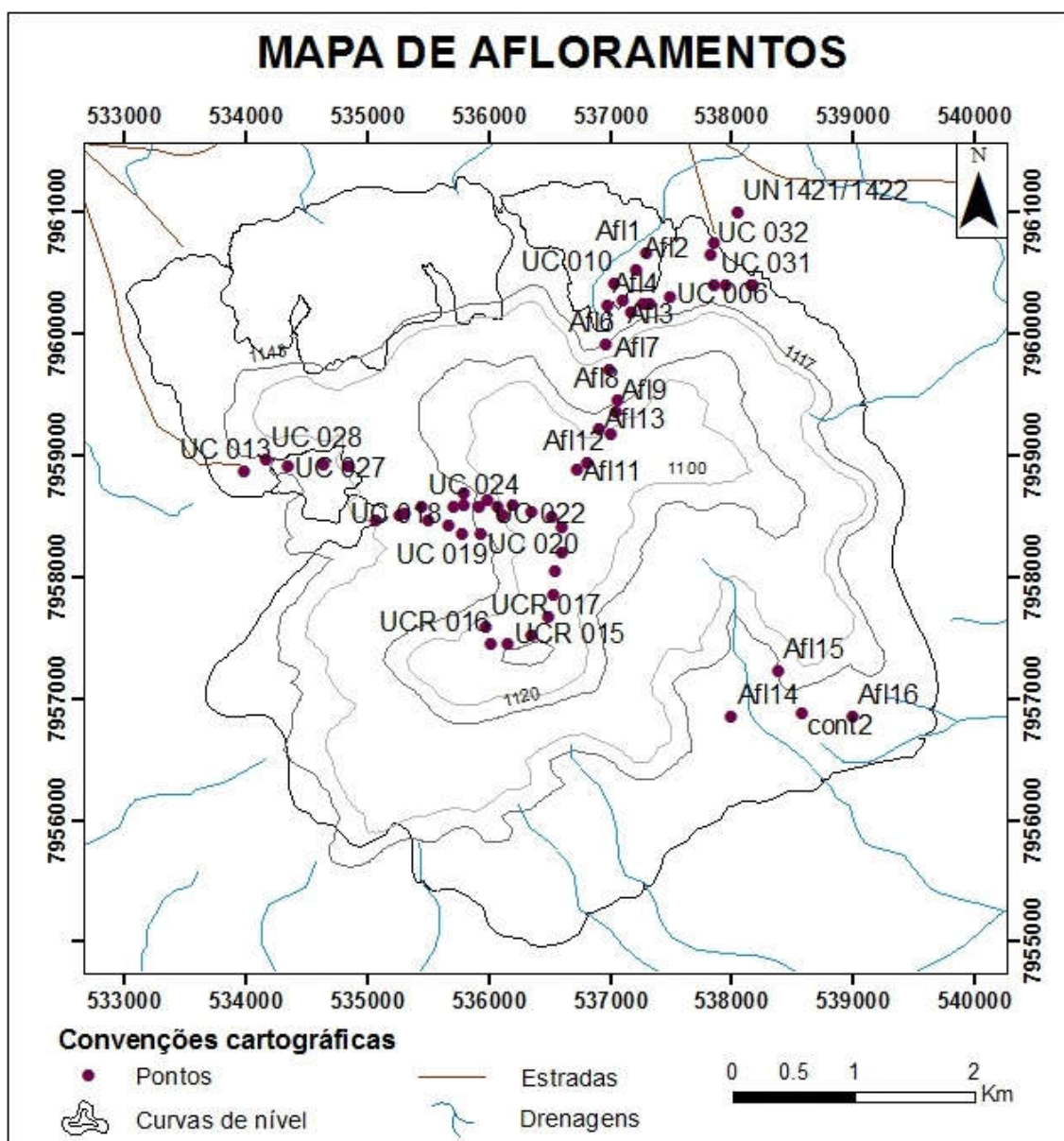
Nanci Iurico Assakura  
Geologia USP, Série Científica

---

Geologia USP, Série Científica  
<http://submission.ppegeo.igc.usp.br/index.php/guspsc>

---

### ANEXO 3 Mapa de afloramentos



## ANEXO 4 Mapa dos pontos de amostragem da geoquímica

